

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

SZERKESZTI
SZÉNÁS GYÖRGY

XVI. KÖTET, 3. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST
1967

Felelős szerkesztő:

MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság:

ÁDÁM OSZKÁR, BARTA GYÖRGY, BENCZE PÁL, EGYED LÁSZLÓ, ERKEL
ANDRÁS, HAÁZ ISTVÁN, KERTAI GYÖRGY, POSGAY KÁROLY, SZILÁRD
JÓZSEF, TAKÁCS ERNŐ

Szerkesztő:

SZÉNÁS GYÖRGY

Felelős kiadó: Müller Pál

A kiadói munkát a Műszaki Könyvkiadó végezte

Műszaki szerkesztő: Nagy Imre

Példányszám: 1060 – Ívterjedelem: 8,4 (A/5) – Ábrák száma: 38 Azonossági szám: 41120
67.2880. Állami Nyomda, Budapest

Л. САБАДВАРИ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ В СВЕТЕ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Начиная с 1958 г. в Монголии работает венгерская водопоисковая экспедиция. Партия, в состав которой входят специалисты буровики, геологи и геофизики, работает в маловодных районах Монголии и вскрывает глубинные водоносные горизонты при помощи скважин глубиной от 50 до 200 м на территории Гоби, в частности в ее северной краевой части. В настоящей статье излагаются результаты электроразведочных работ, проведенных для подготовки участков к бурению и в связи с этим рассматриваются проблемы водоснабжения указанной части страны.

1. ВВЕДЕНИЕ

Основная часть территории Монголии, составляющей полтора миллиона км², представляет собой нагорье с высотными отметками от 800 до 1500 м, на котором выступают горные цепи, достигающие местами высот до 4000 м. На маловодной южной территории страны располагаются пустынные и полупустынные районы Гоби (фиг. 1). Здесь годовая сумма осадков составляет всего 100–200 мм, а во внутренних частях еще меньше. В северной части страны имеются постоянные реки, а на юге встречаются лишь периодические водотоки.

Пустыня Гоби имеет наклон в направлении к государственной границе с Китаем и в морфологическом отношении представляет собой волнистое холмогорье с бессточными бассейнами и сухими долинами, а в направлении к западу — с типичными пустынными горными районами. С геологической точки зрения здесь чередуются обнажения древних пород, вулканические конусы и покровы лав с совсем молодыми — главным образом терригенными — наносами.

В северной части Монголии среднегодовая температура не достигает 0°, благодаря чему промерзнутая почва не может оттаять даже на воздействие тепла 40–50°C короткого летнего периода. В связи с этим сильно

затруднено водоснабжение при помощи рытых колодцев. В самой пустыни Гоби средняя годовая температура составляет $+4^{\circ}\text{C}$, но здесь, вместо промерзнутой почвы, водоснабжение затрудняется за счет наличия пустынных песков, совершенно высушенных глин. На севере промерзнутая почва, а на юге приповерхностный пустынный слой отличаются высокими значениями удельного электрического сопротивления (1000—500 ом). При проведении электроразведочных работ оба слоя имеют экранирующее действие, в связи с чем электроразведка наталкивается на значительные трудности.

1.1 Область работы венгерской экспедиции

Венгерская экспедиция, вместе с монгольскими сотрудниками, проводила комплексную работу; ее различные отряды непрерывно, последовательно осуществили геологическую и геофизическую подготовку заложения скважин, бурение, промысловогеофизические исследования скважин, превращение их в эксплуатируемые скважины. Экспедиция работала в 7 провинциях Монголии; основная часть пробуренных скважин приходится на Центральную, Среднюю и Восточную Гоби, а также на провинцию Сухе-Батор, в то время, как в провинциях Хентей, Убурхангай и Чойбалсан пробурено меньше скважин (фиг. 2). В течении трех лет (1958—1960 гг.) пробурено всего 37 скважин. Из них 35 основывались на результатах предварительно проведенных электроразведочных работ, в районах, где морфология свидетельствует о наличии неблагоприятных гидрогеологических условий.

Уже после пробурения первых скважин было выяснено, что в отношении заложения скважин макротектонические условия (напр. геологическое строение отдельных регионов провинций) почти не имеют значения; гораздо более важную роль играют мелкие геологические структуры. В большинстве случаев приходилось иметь дело с небольшими закрытыми водосборными бассейнами, диаметром 10—20 км. Основание локальных бассейнов полностью окружило их, в связи с чем при заложении скважин решающую роль играло выяснение взаимоотношения основания бассейна с бассейновыми осадками. При проведении предварительных геолого-геофизических работ необходимо было учитывать то обстоятельство, что легкие буровые станки, применявшиеся из-за пустынных полевых условий, могут бурить всего лишь до 100 м, а станки „аквадрил” — до глубин не более 200 м.

1.2. Вопросы геологической, гидрогеологической интерпретации результатов

При заложении водоразведочных скважин эффективность электроразведочных работ определяется степенью характерности выявленных величин электрического удельного сопротивления пород для водоносности или водоупорности пластов, а также возможностью разделения по этим величинам сопротивления обводненных песчаных пластов от подстилающих водоупорных глин. В Монголии этот вопрос не оказался простым, поскольку в связи с пустынным климатом необходимо было рассчитывать на условия, различающиеся от обыкновенных. Так например в Монголии пластовые воды отличаются повышенной концентрацией ионов соли, благодаря чему

удельное сопротивление обводненных песчаных пластов отличается от сопротивления подстилающих глин в значительно меньшей мере, чем в других районах.

Для выяснения характерных величин удельного сопротивления основных горных пород в их глубинном залегании и для определения диапазонов сопротивлений, характерных для водоносности пород (пластов) в экстремальных условиях Монголии, было необходимо закончить буровые работы в ряде районов.

1.21 Опорный электрический горизонт, представленный породами, в основном непригодными для содержания воды

Породы или комплексы пород, слагающие основание бассейна, отличаются как правило, величинами удельного сопротивления, превышающими 200 омм; реже они характеризуются сопротивлением от 100 до 200 омм.

При гидрогеологическом истолковании результатов геофизических работ основой служил вывод о нецелесообразности заложения водоразведочных скважин в породы так назыв. опорного электрического горизонта. В Монголии такие породы представлены чаще всего гранитами и прочими интрузивными породами, кристаллическими сланцами, плотными базальтами, андезитами, риолитами. Их удельное электрическое сопротивление изменяется от одного района к другому, иногда оно достигает высоких величин (1000—2000 омм), но общая характерная особенность этих пород заключается в том, что их сопротивление никогда не ниже 100 омм. В основе этого вывода лежит приблизительно 1000 наблюдений.

Таким образом основой геологической интерпретации материалов являлось заключение о нецелесообразности заложения скважин в систему трещин основания бассейна, хотя в некоторых случаях и такие скважины (пробуренные в граните!) оказались эффективными. Но такие случаи должны считаться скорее исключением. Удовлетворительная водоотдача скважин, пробуренных в основании бассейна является всегда сомнительной в связи с отсутствием соответствующих трещин или с закупорением существующих трещин. Достаточное количество водоносных пластов с хорошей водоотдачей следует искать не здесь, а в толще рыхлых отложений, покрывающей указанное основание. В случае отсутствия подобной покровной толщи вблизи населенного пункта, при существующих условиях поселения Монголии, более простым и дешевым оказывается переселить данный населенный пункт — даже самон — в район с наличием водоносных пластов, доступных для бурения, чем наоборот.

До сих пор *вулканические породы* с плотной текстурой, в первом приближении считались непродуктивными в отношении водоносности. Однако, более подробное изучение свойств этих пород показывает, что такой вывод действителен только при сопротивлениях этих пород, превышающих 100—200 омм и мощности их (считая с поверхности) свыше 200 м. (В Монголии часто встречаются протяженные базальтовые покровы, охватывающие площади в сотни км², под которыми хорошо выделяется осадочная толща, характеризующаяся низкими значениями электрического сопротивления.)

От вышеуказанных покровов необходимо разделить базальтовые покровы меньшей мощности и прочие, реже встречающиеся, вулканические породы. Эти породы далеко не могут заведомо считаться непродуктивными в отношении водоносности, особенно при их трещиноватости или пузырчатости. При благоприятных условиях залегания (например, если покровные породы подстилаются водоупорными глинами, а трещины заполнены водой) из них можно получить значительное количество воды. В подобных районах электроразведочные методы применяются с особой эффективностью, поскольку вследствие наличия трещин, заполненных водой, удельное сопротивление всей породы снижается до 30–80 ом. Таким образом эти породы хорошо отделяются от окружающих их более плотных (свежих) пород, характеризующихся сопротивлением свыше 100–200 ом и они отличаются также от водоупорных осадочных отложений, так как сопротивление последних составляет около 10 ом.

1.22 Породы покровной толщи, перспективные в отношении водоносности

Другим критерием гидрогеологической интерпретации результатов электроразведочных работ является относительно низкое сопротивление рыхлых осадочных отложений, перспективных в отношении водоносности, составляющее 10–70 ом. Между основанием и рыхлыми осадочными отложениями покрова существует значительная разность величин электрического сопротивления, в связи с чем указанные две толщи могут быть разделены друг от друга. Это значит, что электроразведочные работы позволяют определить положение именно тех двух комплексов пород, которые играют основную роль в отношении заложения водоразведочных скважин.

При исследовании покровной толщи осадочных пород электроразведочными методами, необходимо учитывать особенность, известную и в условиях Венгрии, которая в Монголии чаще всего встречается в бассейнах, заполненных терригенными отложениями плейстоцена: покровная толща складывается сильно слоистым комплексом чередующихся слоев глин-песков-галечников, мощность которых составляет, как правило, 1–5 м. Отдельные такие прослои сами по себе неоднородны, их микротекстура меняется почти через каждые 10 см. В связи с этим *наземные электроразведочные работы позволяют выделить не отдельные слои, слагающие указанную толщу, а комплекс водоупорных пластов, находящийся в этом покрове.* Удельное сопротивление „геоэлектрического пласта”, заменяющего толщу, зависит от количественного отношения водоупорных и водоносных пластов и их сопротивления (зависимости анизотропии). При электроразведочных работах определяется это суммарное удельное сопротивление и когда идет речь о геоэлектрических пластах, являющихся водоносными или перспективными для водоносности, всегда подразумевается определенная выше толща.

В пределах такой толщи в большинстве случаев не выделяются отдельные геоэлектрические границы раздела, за исключением случаев резкой фациальной разности: например, когда на комплексе сложенном почти исключительно морскими глинами, залегает терригенная толща с преобладанием песков, галечников.

Вышеизложенным определяется геофизическая модель геоэлектрической водоразведки. В Монголии нет возможности для непосредственного определения глубины залегания и мощности эффективных водоносных пластов. Результаты измерения позволяют определить всегда мощность всей осадочной толщи, причем, зная суммарное удельное сопротивление этой толщи и изменение сопротивления в горизонтальном направлении, можно делать выводы о наличии в толще пластов, перспективных в отношении водоносности. Такая модель была оправдана практикой: из 25 скважин, пробуренных в толще, отличающейся суммарным сопротивлением выше 10 ом но ниже 70 ом, 24 дали воду.

Определение сопротивления осадочной толщи, перспективной в отношении водоносности, основывалось всего на 600 наблюдениях.

Некоторые особенности залегания рыхлых, обломочных водоносных пластов, играют важную роль в разведочной работе. Так например, в пределах небольших долин, сопротивление покровной толщи осадков связано с расстоянием до края долины (бассейна). Подобное явление будет рассматриваться более подробно ниже, при изложении отдельных типов структур. Систематизация таких явлений и вообще типов структур является полезной потому, что позволяет не только снизить количество непродуктивных скважин, но и достигнуть большей экономичности всей программы буровых работ: скважины могут быть заложены на участках, где бурение связано с меньшими расходами, т.е. проводится в разрезе, сложенном более легко буримыми породами, сравнительно на небольших глубинах, причем обеспечивается повышенная водоотдача.

1.23 Покровная толща, характеризующаяся удельным электрическим сопротивлением ниже 10 ом

В процессе проведения разведочных работ покровные толщи, характеризующиеся сопротивлением ниже 10 ом, встречены редко. Имеющееся небольшое количество данных показывает, что такие толщи сложены почти исключительно *глинистыми пластами*, в связи с чем они неперспективны в отношении заложения в них скважин. Особым случаем считается обнаружение в разрезе песчаных пластов, заполненных соляной водой; последние, подобно глинистым пластам, отличаются низкими величинами сопротивления. Для заложения в них скважины эти пласты также неблагоприятны, поскольку содержание в них соли, как правило, настолько высоко, что вода непригодна как питьевая вода.

1.24 Горные породы, не рассмотренные в разделе об основной модели разведки

Для некоторых типов пород не характерны изложенные выше закономерности. Такими являются в первую очередь *песчаники, конгломераты и вулканические туфы*. Их сопротивление в значительной мере зависит от их текстуры и от цементирующего вещества. Так например, помимо песчаников с сопротивлением 10 ом, могут встречаться и песчаники с сопротивлением 200 ом. Рыхлые песчаники и конгломераты могут оказаться хорошими водоотдающими породами, подобным образом и пористые туфы.

В то же время из плотных песчаников нельзя добывать воды и кроме того проходка их скважинами оказывается иногда более трудной, чем пробурение магматических пород.

Указанные породы, как правило, не могут быть идентифицированы по их электрическому сопротивлению. Однако не исключена возможность делать выводы об их наличии по положению окружающих их горных пород, отличающихся устойчивым сопротивлением.

Непреодолимые затруднения вызывает наличие в разрезе мощных, плотных мергелей третичного или более древнего возраста, но к счастью такие толщи встречаются редко. Накопленный опыт показывает, что эти толщи не содержат водоносных пластов. Их удельное сопротивление составляет 20—70 ом, т.е. равно сопротивлению одной из покровных толщ, перспективных в отношении водоносности (см. ниже, район Баян Цаган).

Пока не шла речь об известняках и доломитах различного возраста. Они отличаются довольно высокими значениями сопротивления, равными, по имеющимся данным, 200—400 ом. Они выделяются в качестве опорного электрического горизонта. В подобных районах скважины не пробурены, поскольку не имелись данные о закарстованности, трещиноватости этих пород.

2. СТРУКТУРЫ, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ В ОТНОШЕНИИ ЗАЛОЖЕНИЯ ВОДОПОИСКОВЫХ СКВАЖИН

2.1 Небольшие бассейны, долины, располагающиеся в горах

Горные хребты, окаймляющие долины монгольского нагорья площадью в несколько км², выступают на 100—500 м над уровнем долин, характеризующихся высотными отметками 800—1800 м. В рассматриваемых участках весь район сложен в основном магматическими метаморфическими породами. Эти породы слагают край и подошву долин, т.е. основание донных отложений долин. Часто имеют место случаи, когда даже в самых глубоких частях дна долины не встречаются рыхлые отложения более значительной мощности и магматическое метаморфическое основание обнажается на дневной поверхности. С точки зрения заложения водоисковых скважин перспективными являются долины, где мощность покровных отложений не менее 50—80 м, а площадь их — 5—10 км². Существенными является и размер водосборного района долины; минимальной оказывается площадь 10—30 км², при которой уже обеспечивается пополнение вод, добытых из пористых пластов.

В качестве характерного примера могут служить условия залегания пластов в долине самона Халзан (провинция Улан-Батора). Долина имеет площадь около 10 км² (фиг. 3). С трех сторон она окружена горами, а с юга — пологими холмами. Горы сложены гранитами, местами с интрузиями базальта. Сопротивление гранита составляет 130—500 ом (фиг. 4 и 5). В самой долине и в южной холмистой области граниты покрыты пластом с сопротивлением 20—60 ом и мощностью 40—80 м. Самой значительной мощностью этот пласт отличается не в долине, а в южной холмистой области.

В морфологическом отношении самым благоприятным участком для заложения скважин оказывается участок долины между пунктами 8 и II. Однако, зная положение „геоэлектрического основания” (фиг. 4) наиболее целесообразно заложить скважину в пункте 20.

В районе скважины основание было выявлено электроразведочными работами на глубине 48 м $\pm 10\%$. На глубине 45 м скважиной вскрыты базальты (фиг. 6), представляющие собой по всей вероятности дайки в гранитах, следовательно они являются основанием. На месте электрического разреза, характеризующегося сопротивлением 20—60 ом, скважиной пройдены в основном грубообломочные глинистые породы. На глубине 42—45 м вскрыты пески и грубообломочные породы, оказавшиеся водоносными. Водоотдача скважины составляет 150 лит. в минуту.

Долины, подобные Халзанской, многочисленны в Монголии и они представляют собой одни из наиболее часто встречающихся и в отношении заложения водоразведочных скважин наиболее перспективных структур. 26% от всего количества участков, изученных электроразведочными методами, оказались такими районами (всего 16 площадей). Заложённые скважины были до сих пор всегда продуктивными, их водоотдача составляет в основном 30—80 л/мин, в исключительных случаях — 200 л/мин. Такое количество воды считается в Монголии, особенно в пустынных районах, необыкновенно высокой водоотдачей. Водоносные горизонты залегают, как правило, на глубине 30—40 м; местами эта глубина достигает 70 м. В большинстве случаев несколько водоносных горизонтов залегают гораздо выше основания и только в редких случаях приходилось бурить скважины до основания для добычи воды из обломочных пород, почти всегда встречающихся непосредственно над ним.

В рассматриваемых долинах *электроразведочные работы могут выполняться без всякого труда* и их результаты хорошо отображают геологическое строение района. За исключением поверхностного экранирующего пласта весь осадочный комплекс выделяется в виде единственного геоэлектрического горизонта, сопротивление которого только в некоторых случаях ниже 20 ом и обыкновенно не превышает 80 ом. Сопротивление основания на порядок больше, составляя в большинстве случаев 300—1000 ом. Значительная разность сопротивлений на границе двух сред позволяет определить протяжение осадочной толщи как в горизонтальном так и в вертикальном направлениях с максимальной точностью, достигаемой при применении метода сопротивления.

В рассматриваемых долинах *геологическая интерпретация* геофизических данных не связана с особыми затруднениями. Перспективная в отношении водоносности толща (характеризующаяся сопротивлением 20—80 ом) уверенно разделяется от основания бассейна, отличающегося в значительной мере повышенным сопротивлением.

Благоприятная для водоносности толща представлена в основном глинами и грубообломочными глинистыми породами. В них залегают прослои песков, галечников с сравнительно меньшей мощностью. Нередко встречаются и туфы, песчаники, конгломерат, сцементированные галечники. Песчаники и конгломераты являются, как правило, рыхлыми и хорошими водоносными породами. Сцементированные гальки встречаются

и в более плотных вариантах: их пробурение связано с серьезными затруднениями.

Для заложения водоисковых скважин — в зависимости от условий залегания пластов — наиболее пригодными являются разрезы, сопротивление которых превышает 20 ом, но не выше 40 ом. Накопленный до сих пор опыт показывает, что в подобных разрезах помимо глинистых пластов залегает ряд пластов, перспективных в отношении водоносности (пески, галечники и т.п.), а в то же время нет основания ожидать наличия мощного пласта твердых пород, напр. указанной выше сцементированной гальки.

Следует отметить, что по числовым величинам сопротивления нельзя делать слишком далекие выводы о водоносности разреза. Например, увеличение сопротивления толщи, характеризующейся низкими значениями сопротивления, не обязательно связано с наличием большого количества прослоев песков, галечников в глинистых пластах. В самоне *Эрденэ Сант* (провинция Убурхангай, горная местность) на месте скважины сопротивление осадочной толщи составляет 67 ом, а в самоне *Гурван-Цайбан* (провинция Средней Гоби, равнинная местность) всего лишь 26 ом. В то же время обеими скважинами пройдены почти одинаковые разрезы, вся мощность которых представлена в 90% глинами, в 10% песками (галечниками). Это явление обусловлено по всей вероятности тем обстоятельством, что в осадочной толще долин с окружающими гор накапливается большое количество обломков. Эти обломки не образуют самостоятельного пласта, благоприятного для водоносности, но прослаиваясь с глинами они повышают сопротивление всей толщи. Это обстоятельство необходимо учитывать главным образом вблизи склонов долин, т.е. на участке первичного сбора обломков, перемещающихся по склонам гор.

Анизотропия толщи с сопротивлением 20—80 ом отличается повышенным значением по сравнению с основными ее величинами, наблюдаемыми в Венгрии. Так например в разрезе скважины *Дарханан* (провинция Сухэ Батор) каротажными исследованиями в интервале глубин от 25 м до 90 м выявлено почти 40 пластов с различными величинами сопротивления (фиг. 8).

Численная величина анизотропии была определена по данным трех скважин, пробуренных до основания бассейна. По этим данным анизотропия покровной осадочной толщи составляет $\lambda = 1,50 \pm 10\%$.

2.2 Районы, располагающиеся в крупных бассейнах, в равнинных [областях

Протяженность бассейнов весьма изменчива, их площадь составляет чаще всего несколько тысяч км², а иногда достигает и десятков тысяч км². Они имеют, как правило, равнинный рельеф, местами наблюдаются холмы с относительными высотными отметками 5—50 м. В гидрогеологическом отношении крупные бассейны разделяются на две группы.

В первую группу входят бассейны, современные границы которых совпадают с древними. Подобные бессточные бассейны являются в основном совсем молодыми, они возникли в большинстве своем только в плейстоцене. Осадочная толща бассейнов представлена терригенными наносами периодических водотоков и отложениями небольших озер. Горы, окаймляющие бассейны,

имеют пологий наклон в направлении к бассейну, не изменяя свой наклон и после погружения под поверхность, в связи с чем под рыхлыми отложениями бассейна плотное основание образует *широкую террасу*. При заложении скважин, даже на несколько км от краевой части бассейна, необходимо учитывать глубину и тектоническое положение основания бассейна.

Во второй группе бассейнов краевые горы круто опускаются под поверхность и ограничивают бассейны *резкими сбросами*. В таких местах чаще всего располагаются загибы, заполненные породами возраста, более древнего чем плейстоцен, где морфологические границы бассейна не совпадают с границами древнего бассейна осадконакопления. В самом бассейне, помимо терригенных образований, как правило, встречаются и толщи осадков внутренних морей, мощность которых достигает сотен метров. Сбросы, ограничивающие бассейны, представляют собой почти вертикальную плоскость, в связи с чем на расстоянии ста-двухста метров от подножья горы мощность осадочной толщи составляет уже сотни метров. При заложении здесь скважин не требуется учитывать положение основания бассейна (за исключением положения сброса), поскольку в связи с значительной глубиной его залегания, скважины не доходят до него.

В отношении скважин, бурящихся в *центральной части* подобных бассейнов, также не имеет значения положение основания бассейна, если оно залегает ниже эффективной глубины скважин, равной 200 м. В то время, как в случае модели „характера террасы” геофизическая разведка направлена в первую очередь на выяснение точного положения основания бассейна, при „сбросовых структурах” или в центральных частях бассейнов перед разведкой поставлены другие задачи. В этих случаях с одной стороны по определению сопротивления осадочной толщи и характера горизонтального изменения сопротивления можно судить о водоносности осадочных отложений, с другой же стороны расположение электрического горизонта, возможно выделяемого в пределах осадочной толщи, отображает водоносные структуры.

2.21 Модель „типа террасы,”

Для рассматриваемого типа геологического строения характерно строение бассейна Цаган-Делгер (провинция Средней Гоби, фиг. 14).

В горах и в бассейне изверженные породы характеризуются сопротивлением 200—400 ом (фиг. 15). Восточнее пункта 16 изверженные породы обнажаются, а западнее они погружаются под дневной поверхность и постепенно приобретают все большую глубину. В пределах бассейна на участке протяженностью 3 км они образуют почти горизонтальную террасу и только после этого они погружаются на более значительные глубины. В отношении электрического сопротивления магматическое основание резко отличается от изменчивых осадочных отложений бассейна, имеющих линзеобразное строение. В пределах крупного комплекса, характеризующегося сопротивлением 10—15 ом, линзеобразно залегают слои с сопротивлением соответственно 6—7 ом и 40—100 ом.

При заложении скважины необходимо было стремиться обойти прослой с сопротивлением 6–7 ом, считающегося водоупорным пластом, поэтому скважина была пробурена в пункте 4. Здесь глубина основания бассейна, определенная электроразведочным методом равной 140 м \pm 15%, свидетельствует о достаточной мощности покровной толщи (скважина может вскрыть ожидаемый на повышенных глубинах водоносный горизонт), а при отсутствии такого горизонта, скважина с эффективной глубиной 200 м может дойти до магматического основания, т.е. до залегающего на нем обломочного горизонта (так назыв. оптимального водоносного горизонта).

Пробуренной скважиной (фиг. 16) на глубине 113–121 м пройден пласт галечников с водоотдачей 100 л/мин. 80% всей мощности пробуренного разреза представлено глинами, туфовыми-галечниковыми глинами, а 20% песками и галечниками. Пласты песков и галечников, залегающих на глубинах менее 100 м не содержат выявляемого количества воды.

2.22 „Сбросовое строение,, обусловленное прибортовыми горами

В качестве примера для данного типа геологического строения может служить район *самона Дерен* (провинция Средней Гоби). Указанный населенный пункт располагается на краевой части бассейна, имеющего площадь равную около 100 км² (фиг. 17). Горный массив сложен палеозойскими гранитами; гранит обнажается на дневной поверхности или покрыт слоем выветренных, обломочных пород мощностью в несколько м. Его сопротивление составляет 100–250 ом (фиг. 18). В окрестности самона гранитный массив с крутым сбросом опускается на 200 м глубже; восточнее сброса обнаруживаются только осадочные пласты бассейна. Последние выделяются в результатах электроразведки в виде двух горизонтов, без значительной разностью величин сопротивления, равных соответственно 5–15 и 15–25 ом. Горизонт с сопротивлением 5–15 ом появляется в двух местах, с одной стороны непосредственно вдоль сброса гранитного массива с резким наклоном, соответствующим наклону сброса; с другой стороны он встречается в пределах бассейна в виде приповерхностного пласта, мощность которого увеличивается в направлении к центру бассейна. Горизонт с сопротивлением 15–25 ом располагается между указанными двумя пластами; на участке между пунктами 14 и 10 он выступает на дневную поверхность, а в направлении к востоку, по мере увеличения мощности указанного приповерхностного пласта, он погружается на все большие глубины.

В отношении бурения водоразведочной скважины, из двух указанных электрических горизонтов более благоприятным оказывается горизонт с сопротивлением 15–25 ом. По величине сопротивления этот горизонт может рассматриваться как разрез, в котором среди глинистых пластов залегают слои пористых пластов, перспективных с точки зрения водоносности.

Скважина была пробурена в пункте 10, где горизонт с сопротивлением 15–25 ом поднимается почти до дневной поверхности и мощность его уже превышает 200 м. Скважина была пробурена до глубины 57 м. На глубине

46 м, между глинистыми пластами скважиной пройден пласт мощностью 4,5 м, оказавшийся водоносным; водоотача составляет 100 л/мин.

Следует заметить, что геологический разрез района Дерен, в отношении глубины залегания водоносного горизонта, не является характерным для прибортовой части бассейна; полученная здесь глубина 46 м считается исключением. Водоносные горизонты залегают, как правило, на глубинах от 100 до 150 м. Так например, в районе самона *Буян Обо* (провинция Средней Гоби), располагающемся в центральной части пустыни Гоби и являющемся в значительной мере безводным, скважина была пробурена на месте с строением, аналогичным Деренскому району. На небольших глубинах скважиной пройден ряд песчаных пластов, но вода получена только из горизонтов, залегающих на глубинах, превышающих 110 м.

2.23 Гидрогеологическое строение внутренних частей бассейнов

Внутренние части бассейнов разделяются, по их геоэлектрическим характеристикам, на две группы. В первую группу входят районы, где осадочный комплекс бассейна представлен двумя геоэлектрическими средами. Разность величин сопротивления этих двух сред составляет почти один порядок величин, в связи с чем их положение может быть определено без всякого труда и однозначно („двухслойная модель”). Подобные бассейны представляют собой скорее погруженные прогибы, где приповерхностный геоэлектрический слой представлен молодой толщей терригенных пород — песков, галечников, глин — залегающей на осадочном комплексе внутриморского происхождения с возрастом, более древним плейстоцена. Последний приурочивается ко второму, более глубоко залегающему геоэлектрическому слою, следовательно, геоэлектрическая граница раздела отражает фациальное изменение.

В бассейнах второй группы *осадочная толща представляет собой единственный геоэлектрический слой*, в ней не выделяются значительные границы изменения сопротивления. Они, как правило, являются плейстоценовыми бассейнами, где осадочная толща, залегающая на основании бассейна, построена полностью терригенными отложениями.

В первую группу входит район *Наранбадрахинус*. Этот самон провинции Восточной Гоби располагается в бассейне, имеющей площадь в несколько тысячи км². По геоэлектрическим свойствам осадочная толща бассейна разделяется на две части (фиг. 20). Верхняя часть характеризуется сопротивлением 30—100 ом, а нижняя — сопротивлением 15—20 ом. Скважина была заложена в южной части профиля (на пункте „5”), над загибом, причем предполагалось, что вода может получаться из пористых пластов толщи с сопротивлением 30—100 ом, но только при более глубоком их залегании. Толща с сопротивлением 30—100 ом, считавшаяся водоносной, имеет, по данным электроразведки, мощность, равную 137 м ($\pm 20\%$). Второй пласт был вскрыт скважиной на глубине 114,4 м (фиг. 21 и 22).

В толще с сопротивлением 30—100 ом переслаиваются глинистые и песчаные пласты мощностью от 1 до 10 м. Пласт с сопротивлением 15—25 ом пройден скважиной до глубины 156 м, причем были вскрыты только глины. На нижней границе пласта 30—100 ом скважиной было отмечено

угловое несогласие. Самые нижние песчаные пласты оказались водоносными на глубине 103–114 м (с водоотдачей 100 л/мин.). Из более высоко залегающих песчаных пластов вода не получена.

В отношении водоносности, по сравнению с геологическим строением района Наранбадрахинус, более благоприятными являются разрезы, представленные *единственным геоэлектрическим пластом*. Единственный пласт не означает полной однородности разреза в отношении сопротивления (ни в горизонтальном, ни в вертикальном направлениях); намечаются небольшие разности сопротивления, однако с гидрогеологической точки зрения они не являются характерными. При подобном структурном залегании отложений результаты электроразведки не дают сведений о мощности, протяженности и условиях залегания пластов, перспективных в отношении водоносности. Однако они позволяют определить электрическое сопротивление всей толщи, на основании которого можно судить о водоносности. Это помогает распознавать главным образом неперспективные районы, например в местах, где осадочная толща предствалена только глинистыми пластами большой мощности.

Районы с однослойным разрезом представляют как для геолога, так и для геофизика, большие проблемы. В качестве примера может служить район самона Онгон (провинция Сухэ-Батор, фиг. 24). Осадочная толща построена породами с сопротивлением 9–25 ом. Величины сопротивления изменяются незакономерно как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях; по небольшим разностям сопротивления горные породы не коррелируются. Кроме приповерхностного покрова, протяженный однородный геоэлектрический горизонт не обнаруживается.

Гидрогеологическая интерпретация данных исходит из соображений, что нерегулярное изменение сопротивления может вызываться рядом факторов и судить о геологическом строении толщи только по этому изменению — затруднительно. В связи с этим при заложении скважины можно было руководствоваться только принципиальным соображением, согласно которому наличие водоносного горизонта является вероятным там, где в разрезе залегают пласты с различными величинами сопротивления и среди них имеется и пласт, сопротивление которого может свидетельствовать о водоносности.

Скважина была пробурена в пункте I. Кроме поверхностного песчаного пласта мощностью 23 м и двух глинистых пластов мощностью 6 м, скважиной пройдены исключительно только разнообразные песчаники. Водоносный рыхлый песчаник был вскрыт на глубине 112–117 м, с водоотдачей 60 л/мин.

Как показывает приведенный пример, интерпретация данных наземной электроразведочной съемки методом сопротивления является наиболее неуверенной при подобном „однослойном” строении разреза. Однако нельзя забыть о том, что при отсутствии скважин и прочих выработок, результаты электроразведки являются единственной основой, на которую — кроме поверхностных геологических данных, — можно опираться при заложении водопоисковых скважин и которые позволяют, хоть бы в некоторой мере, судить о водоносности глубинных горных пород.

2.24 Обзор характеристик водоносных структур, находящихся в бассейнах (равнинных районах)

В отношении водоотдачи водоносные структуры, находящиеся в бассейнах (включая и структуры на краевых частях бассейнов) являются различными. При заложении скважин, в краевых участках по возможности должны предпочитаться структуры типа террасы (Цаган Делгер), а в центральных частях — структуры с „двухслойным” строением (Наранбадрахинус), причем благоприятно, если мощность перспективной в отношении водоносности толщи достигает 100—150 м. Водоотдача скважин, пробуренных на подобных структурах, является значительным, достигая 100—150 л/мин.

Менее благоприятными оказываются *сбросовые структуры*, располагающиеся в краевых участках бассейнов, которые встречаются довольно часто. На водоотдачу подобных структур в значительной мере влияют положение сброса и содержание глины в толще. О последнем можно судить по численной величине сопротивления.

До сих пор все скважины, пробуренные на сбросовых структурах, оказались эффективными, однако, следует отметить, что в участках, где результаты электроразведки свидетельствовали о сложности, скважины не бурились.

Наименее благоприятными в отношении бурения водоисковых скважин являются „однослойные” разрезы. На подобных структурах две скважины оказались непродуктивными, но и в случае продуктивности скважин их водоотдача не превышала 30—40 л/мин. Следует отметить, что по имеющимся фактическим материалам такие разрезы преувеличенно оцениваются неблагоприятными. Возможно, что при наличии большего объема данных и более совершенной обработки материалов, в будущем сложится более благоприятное мнение об „однослойных” разрезах.

Основным преимуществом *применения электроразведочных методов в бассейнах* является возможность разделения по их данным различных типов структур. Надежность определения глубин зависит от разности величин сопротивления пород, слагающих структуры и характеризуется неточностью, равной $\pm 10-20\%$.

Об *анизотропии* осадочной толщи имеется небольшое количество данных. Сравнительно наиболее полно выяснена модель „двухслойного” разреза. Для толщи, перспективной в отношении водоносности и характеризующейся сопротивлением 30—100 ом, анизотропия была определена равной $\lambda = 1,78 \pm 20\%$.

Вопросы гидрогеологической интерпретации обсуждались при рассмотрении отдельных типов водоносных структур. *Общие* выводы по районам располагающимся в бассейнах, сводятся к следующему:

а) В краевых участках бассейнов часто имеет место постепенное изменение электрического сопротивления осадочной толщи. На площадях, где основание выступает на дневную поверхность, разрез характеризуется высокими величинами сопротивления от 50 до 100 ом. В направлении к центру бассейна сопротивление постепенно снижается, приобретая на расстоянии 1—3 км от края минимальные величины (10—20 ом) и эта

величина, не считая незначительные ее колебания, выдерживается и в более удаленных участках бассейна.

Такое систематическое изменение сопротивления связано с характером образования осадочных отложений бассейна, что характерно главным образом для модели типа террасы. В краях бассейна отлагались грубообломочные породы. Приближаясь к центральным участкам они сменяются галечниками со все более тонкой зернистостью, а затем — песками. Таким образом площади осадконакопления определяют свои осадки: транспортирующая способность поверхностных водотоков, приходящих с окружающих гор, обратно пропорциональна степени зернистости. По мере удаления от гор, галечники, пески отлагаются во все меньшем количестве и в разрезе преобладает глинистая фация. Сопротивление становится минимальным и выдержанным в участках с глинистым разрезом.

б) Грубообломочные породы, галечники и пески выделяются в двух вариантах строения. С одной стороны они образуют самостоятельные пласты причем их нижние горизонты оказываются хорошими водоносными горизонтами, а с другой стороны они залегают в глинистой толще в виде прослоев; в таких случаях они не могут считаться водоносными. С точки зрения поведения электрического сопротивления оба варианта имеют почти одинаковый эффект. Естественно, что при таких условиях гидрогеологическая интерпретация результатов связана с затруднениями. Эта проблема упрощается, если в пределах разреза имеют место оба варианта строения, т.е. соответствующая величина сопротивления свидетельствует о почти вероятном наличии водоносных горизонтов.

Увеличение сопротивления за счет наличия в глинистой толще прослоев обломочных пород должно учитываться особенно в краевых участках бассейнов; так например, нельзя заложить скважину вблизи сброса, если осадочные отложения бассейна характеризуются сопротивлением 5—10 ом и если сопротивление в районе сброса не увеличивается в значительной мере (напр. оно не больше 15—20 ом).

в) В центральных районах бассейнов преобладают глинистые фации. В таких местах по величине сопротивления осадочной толщ можно судить о литологическом строении более уверенно, чем в предыдущем случае, поскольку прослой обломочных пород в глинистой толще имеют менее важное значение. Например относительное увеличение сопротивления (распространяющееся на протяженные участки) свидетельствует, как правило, о наличии песчаных пластов.

г) При наличии песчаников, мергелей, конгломератов толща песчаников отличается в большинстве случаев значительной мощностью (сотни метров). Накопленный до сих пор опыт показывает, что, подобно строению района Онгон, такая толща представляет собой „однослойную” модель, причем в пределах единственного геоэлектрического пласта намечается нерегулярное изменение сопротивления. Мергелистый разрез должен считаться непродуктивным (см. раздел о непродуктивных районах). Конгломераты встречаются часто, но в основном в виде тонких прослоев, в связи с чем они в незначительной мере влияют на поведение сопротивления. Впрочем рыхлые конгломераты оказались в ряде случаев хорошими водоносными горизонтами.

2.3 Водопоисковые скважины, пробуренные в невулканических породах

В третичном периоде в Монголии имела место значительная вулканическая активность. Вулканические покровы базальтов (в меньшей мере — андезитов, риолитов) и конусы играют и в настоящее время значительную роль в морфологии. Встречаются так назыв. базальтовые пустыни, где, на протяженных участках площадью в сотни км², поверхностные породы представлены базальтом. Базальтовый покров подстилается, иногда на глубине несколько сот м, осадочной толщей более древнего возраста. При трещиноватости, пузырчатости базальтов и заполненности полезных пород водой, скважины, пробуренные в базальте, могут иметь значительную водоотдачу. Как указано во введении, наводненные, трещиноватые базальты хорошо разделяются от окружающих плотных, свежих пород по результатам электроразведочных работ, поскольку в таких местах сопротивление снижается. Данные электроразведки позволяют, кроме этого, определить пространственное распределение базальтового покрова и сопротивление подстилающей его осадочной толщи (на основании чего можно судить о водоустойчивости или водоносности пород). Следовательно при помощи электроразведочных методов определяются несколько факторов, которые особо обосновывают применение их в подобных районах.

В качестве примера может служить скважина, пробуренная в самоне Улбаян (провинция Сухэ Батор), и заложённая в конце базальтового покрова; под последним залегает водоупорная глинистая толща (фиг. 25, 26 и 27). Водоотдача скважины, пробуренной всего до глубины 38 м составляла 520 л/мин.

2.4 Бурение водопоисковых скважин в поселенных районах

По мере развития горнорудных сооружений и более крупных населенных пунктов, все чаще выдвигается на первый план требование бурить скважины в заданных пунктах, где выбирать место скважин можно только в окружности порядка 100 м. В подобных районах, как правило, уже имеются работающие скважины и задачей является создать новый колодец, с использованием имеющихся данных бурения, по возможности в более благоприятном месте.

Таким районом был город Арвайхере в провинции Убурхангай. Во встроённом внутреннем его районе основание представлено кристаллическими сланцами с сопротивлением 500—1300 омм, выступающими в ряде мест на дневную поверхность (фиг. 28). По данным электроразведочной с'ёмки выяснено, (фиг. 29), что в пределах комплекса кристаллических сланцев протягивается погребённая долина шириной в несколько сот метров и глубиной 40—70 м, вероятно эруптивного происхождения. Сопротивление наносов, заполняющих долину, составляет 60—100 мом. До проведения электроразведочных работ там уже были пробурены две скважины. Одна из них — случайно — вскрыла долину изверженных пород, на месте ее высокого залегания. Эта скважина даёт 20 литров воды в минуту. Другой скважине, пробуренной позже, случайность уже не благоприятствовала: она вошла в кристаллические сланцы и оказалась непродуктивной.

Новую — третью — скважину требовалось бурить в центре города, вблизи дома Городского совета. По данным электроразведочных работ наиболее эффективным для этой цели оказался пункт № 10 профиля, где находится центральная часть эрозионной долины, с мощностью наносов, равной 68 м. Скважиной, пробуренной до 47 м, пройдены пласты обломочных пород, песков, галечников и суглинков. Водоносный горизонт был вскрыт на глубинах 37–47 м; водоотдача скважины составляет 120 л/мин.

3. СТРУКТУРЫ И РАЙОНЫ, НЕПЕРСПЕКТИВНЫЕ В ОТНОШЕНИИ БУРЕНИЯ ВОДОРАЗВЕДОЧНЫХ СКВАЖИН

В отношении заложения водоразведочных скважин, т.е. получения воды, наименее перспективными являются районы, где основание, сложенное древними породами (главным образом магматическими или кристаллическими сланцами) выходит на поверхность или залегает близко к ней. Неперспективность подобных районов обусловлена отсутствием или малой мощностью или же небольшими пространственными размерами водоносной осадочной толщи. В таких районах основная задача геофизических исследований заключается в выявлении и оконтуривании этих участков, что может быть осуществлено легко путем проведения вертикального электрического зондирования в 4–8 пунктах.

В качестве примера для неперспективных районов может служить район самона *Улзийт*, находящийся в провинции Убрухангай.

Населенный пункт располагается в долине шириной 1 км и длиной 7 км (фиг. 32 и 33). Основание долины отличается сопротивлением 500–2000 ом и на склонах долины оно выходит и на дневную поверхность. В центре долины основание покрыто обломочной толщей мощностью 8–20 м, характеризующейся сопротивлением 60–200 ом, но имеющей протяженность равную всего 1 км². Для заложения скважины она неперспективна уже из-за небольшой своей мощности.

Другой характерный тип неперспективных районов встречается в крупных осадочных бассейнах. Этот тип разделяется на два варианта.

Первый из них выделяется в виде „однослойной” толщи. Такие толщи построены почти исключительно глинистыми пластами внутриморского происхождения.

В самоне *Алтаншире* (провинция Восточной Гоби), без предварительных электроразведочных работ, была пробурена непродуктивная скважина до глубины 164 м. Скважиной пройдены до забоя глинистые, илестые пласты. Среди них ни один не оказался водоносным. В кривых каротажа, проведенного в скважине, весь пробуренный комплекс выделяется практически в виде единственного пласта; удельное сопротивление его был приблизительно определено равным 5 ом. (фиг. 34). Подобный „однослойный” разрез был получен электроразведочными работами в районе уже упомянутого самона *Чулут* (провинция Средней Гоби). Полученная здесь электрическая кривая (см. фиг. 35) представляет собой практически прямую линию. Кривая показывает, что толща мощностью свыше 200 м имеет удельное сопротивление равное 7 ом. В связи с низким значением сопротивления эта толща

была оценена непреспективной в отношении водоносности и скважина здесь не пробурена.

В качестве примера для другого варианта осадочной толщи, неперспективной с точки зрения водоносности, может служить самон *Талин Цецег* (провинция Средней Гоби).

Здесь скважина была заложена на месте с разрезом осадочной толщи, имеющей мощность свыше 200 м и сопротивление около 10 ом. Сравнительно низкая величина сопротивления свидетельствовала о наличии в основном глинистых отложений с тонкими прослоями песков. Данные бурения не подтвердили этого представления о разрезе и в действительности было вскрыто гораздо большее количество прослоев песков, рыхлых песчаников. Всего пробурено 20 таких пластов с суммарной мощностью 52 м, при мощности пластов глинистых мергелей равной 138 м. Часть песчаных пластов не содержала воды, а другая их часть дала небольшое количество сильно соленой воды. Низкое сопротивление этого разреза было обусловлено соленостью вод, содержавшихся в песчаных пластах. В конечном счете, вследствие высокой минерализации воды, скважина не могла быть превращена в продуктивную.

Трудно указать пороговую величину удельного сопротивления, ниже которого толща осадочных отложений должна рассматриваться как чисто глинистая или же как сложенная песчанными пластами, заполненными соленой водой. По данным работ 1960 г. эта пороговая величина была определена равной 10 ом, но такое определение является довольно произвольным и в процессе дальнейшего накопления опыта она может оказаться другой.

Однако окончательную, действительную во всех случаях пороговую величину нельзя будет определить в дальнейшем, поскольку, как низка не была бы величина сопротивления данного разреза, среди глинистых отложений всегда может залегать небольшое количество тонких прослоев песков, содержащих пресную воду. По данным наземной электрической с'емки методом сопротивления в настоящее время не может быть выявлено напр. наличие на глубине песчаного пласта мощностью 2 м, содержащего пресную воду. *В непродуктивных районах, подобных району Алтаншире и Талин Цецен, можно стремиться только к получению статистических результатов.* Здесь это означает, что заведомо известно, что из многочисленных скважин, буримых в подобных районах, продуктивным будет лишь ничтожный процент их. С другими словами: если сопротивление разреза ниже определенной величины, вероятность эффективности бурения не выше, чем при бурении скважин в плотных изверженных породах.

Среди районов, неперспективных в отношении бурения водоразведочных скважин, трудно выявляются те, в которых рыхлые осадочные отложения подстилаются мощными, однородными пластами мергелей. В таких районах предварительные геологическая и электроразведочная с'емки могут оказать еще менее значительную помощь в предупреждении бурения непродуктивных скважин, чем при наличии песчаников.

Это обстоятельство имеет две причины. С одной стороны подобные мергелистые пласты покрыты (в большинстве случаев) осадочной толщей мощностью в несколько десятков метров и на поверхности нельзя судить

об их наличии; с другой стороны, сопротивление мергелей, равное 20—70 ом, точно совпадает с сопротивлением осадочной толщи, наиболее перспективной для бурения скважины. Таким образом не существует возможность для разделения таких разрезов по данным электроразведки. При существующих методах электроразведки в подобных районах нельзя обойти бурения непродуктивных скважин (напр. Баян-Цаган, фиг. 36 и 37.).

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные описания и выводы основываются на опыте, приобретенном в 63 площадях электроразведочной с'емки. Количественные данные представлены в таблице II. в виде сводок по годам и по трем годам. Данные показывают, что среди площадей, изученных электроразведкой, только 12 оказались неперспективными для бурения, что составляет 19% от общего количества площадей.

При этом нельзя забыть, что электроразведочная с'емка была проведена только там, где предварительным геологическим картированием получены положительные результаты. Таким образом в районах, наименее перспективных в отношении водоносности, электроразведка не проводилась. В связи с этим затруднительно дать хоть бы приближенную оценку о доле неперспективных районов в общем числе рассматриваемых территорий Монголии. Такая оценка не была бы реальной уже и потому, что общая площадь рассматриваемых провинций составляет сотни тысяч км² и по сравнению с этим 920 электрических кривых и 35 скважин представляют собой ничтожное количество данных.

Однако, на основании трехлетней работы с полной уверенностью можно *опровергнуть сложившееся раньше представление, согласно которому на определенных территориях Монголии, напр. в пустыне Гоби или в некоторых нагорьях, сложенных магматическими породами, водоснабжение не может быть обеспечено бурением.* Нет ни одного региона в Монголии, в некоторой части которого нельзя было бы пробурить продуктивную скважину. Проблема сводится только к необходимости заложения скважины по данным предварительных геологической и геофизической с'емок, охватывающих крупные площади.

Из 63 площадей, заснятых геоэлектрической с'емкой, на 51 было предложено бурение скважин (81% от общего количества площадей). До конца 1961 г. из них было закончено бурение уже упомянутых 35 скважин (см. таблицу II). Эти скважины, в 88% оказались продуктивными, в 3% — непродуктивными, а в 9% не были превращены в эксплуатируемые, в связи с низкой водоотдачей или же с высокой минерализованностью воды.

Обращает на себя внимание, что в 1958 г. 100% скважин было продуктивным, а в 1959 и 1960 гг. соответственно только 84 и 83% скважин. Несомненно, что известная доля приходится здесь и на везение — как на фактор, полностью непренебрегаемый при бурении водоразведочных скважин — однако, кроме этого, в то время, как в первом году заложение скважин осуществлялось с наибольшей возможной уверенностью, во втором и третьем годах в проблематичных районах были пробурены и *скважины опытного характера.* Такие скважины имеют значение главным образом в отношении

будущего, поскольку их цель была изучить структуры, которые представляются неблагоприятными, но все же по некоторым соображениям могут оказаться эффективными. Такими были напр. скважины, пробуренные в Баян Цагане, Арвай Хере, Улбаяне и т.д.

В Монголии имеется возможность для значительного снижения количества непродуктивных скважин и для существенного увеличения водоотдачи скважин. Если бурению скважин предшествуют соответствующие геолого-геофизические съемки, имевшая место раньше эффективность, равная 30%, может быть увеличена до 80–85%, даже на территории пустыни Гоби и окружающих ее аридных краевых участках. Указанная цифра является хорошо обоснованной, скорее скромной. В действительности эффективность в принципе может быть повышена даже до 90–95%, если не считать опытные скважины.

В полевых работах электроразведки, проведенных в Монголии, участвовали в 1958 г. инженер-геофизик *Кремснер Миклош*, в 1959–1966 гг. горный инженер-геолог *Хобот Йозеф*, сотрудники Венгерского государственного Геофизического института им. Ролана Этвеша, а также монгольский физик *Гончиг Хандай*. Их работа заслуживает признание и в рамках данной статьи.

L. SZABADVÁRY

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF MIDDLE AND EASTERN MONGOLIA IN THE LIGHT OF GEOELECTRIC PROSPECTING

Beginning from 1958 a Hungarian Water Prospecting Expedition has been working in Mongolia. The group composed of drilling experts, geologists and geophysicists carries out its activity in waterless areas of Mongolia and explores deep-level waters in the Gobi desert, i.e. on its Northern margin by means of drill-holes penetrating to 50–200 m depths. The following paper summarizes the results of geoelectric prospecting carried out with the purpose of locating wells and on this basis it discusses problems of water supply in the investigated part of this country.

1. INTRODUCTION

The greater part of the territory of Mongolia covering one and a half million km² is a highland elevated to 800–1500 m from which mountain ranges rise in some places reaching heights of 4000 m. The waterless southern parts of the country are covered by the desert and semi-desert areas of the Gobi (fig. 1.). Here the annual precipitation amounts to 100–200 mm, in the inner part of the Gobi it is even less. In the northern part of the country there are permanent rivers, in the southern area only temporary streams are to be found.

The Gobi desert leans slightly towards the Chinese frontier; morphologically it is a rolling country with undrained basins and dry valleys, with characteristic desert mountains towards west. Geologically: the outcrops of ancient rocks, volcanic cones and lava sheets interchange with quite young – mainly terrestrial – alluvial deposits.

In the northern part of Mongolia the annual mean temperature remains below 0 °C. In consequence of this even the 40–50 °C heat of the short summer is not enough to melt the frozen ground. This renders difficult the supply of water from dug wells. In the Gobi itself the annual mean temperature is +4°C, here the water supply is encumbered by desert sand, completely dried clay instead of frozen ground. The frozen ground in N and the near-surface desert bed in S have a high electric specific resistivity (100–500 ohmm). Both appear as shading beds in geoelectric prospecting, this encumbers the measurements to a great extent.

1.1 The working area of the Hungarian Expedition

The Hungarian Expedition — together with its Mongolian collaborators — has carried out a complex activity; the geological, geophysical location, the drilling of the bore holes, their geophysical investigation and transformation into watergiving wells have been carried out by various units of the expedition continuously in succession. The expedition has worked in 7 provinces of Mongolia, the bulk of the drilled wells has fallen to the share of the Central, Middle and Eastern Gobi, and also of Suhe-Bator provinces; a reduced number of water-wells has been required in Hentey, Uburhangai and Choibalsan provinces (fig. 2.). In the course of three years (1953–1960) there have been drilled altogether 37 wells on the basis of preliminary geoelectric prospecting in areas, where the morphological conditions indicated unfavourable hydrogeological structure.

It became evident already in the results of the first wells, that the tectonic conditions (e.g. the geological structure of larger parts of a province) have but a minor significance for the location of bore-holes, the role of the smaller geological structures being far more important. In the majority of cases we had to do with little — of 10–20 km in diameter — closed drainage basins. The bottom of local basins as a margin encircled completely the basins, thus the relative position of the basin bottom and basin sediments has played a decisive role in locating the wells. In the preliminary geological and geophysical prospecting it had to be also considered, that owing to the desert conditions the utilizable light drilling equipments can penetrate only to 100 m, and the aquadrill equipments can reach a depth of 200 m at best.

1.2 Problems of geological interpretation and hydrogeological estimation

The efficiency of geoelectric prospecting in locating water-giving wells is determined by the extent, to which the specific electric resistivity of the revealed layers characterizes the water content or impermeability of the bed, by the possibility to separate on hand of the numerical value of resistivity a bed of sand flooded with water from the underlying impermeable clay. In Mongolia this question was not a simple one, since one had to reckon with unusual conditions due to the desert climate. E.g. in Mongolia the underground waters have a greater concentration of salt ions, hence the resistivity of sand beds flooded with water deviates much less from the resistivity of clay, than elsewhere.

In many areas drilling must have been completed in order to receive information on the resistivity of most important rocks — buried at a great depth — and to determine on this basis those resistivity intervals, that characterize the water-containing capacity of rocks (beds) under the extreme conditions of Mongolia.

1.21 Geoelectric fundament usually unsuitable for containing water

The rocks, i.e. rock series constituting the bottom of basins have a resistivity exceeding 200 ohmm on the average, they appear comparatively rarely with a value between 100 and 200 ohmm.

At the hydrogeological estimation of the results of geophysical measurements we availed ourselves of the experience that no water prospecting wells can be located on these rocks of the so-called "gEOelectric fundament". As such rocks, granite and other intrusive rocks, schist, compact basalt, andesite, riolite were most often encountered in Mongolia. Their resistivity varies from one area to another, in certain instance it is very high (1000–2000 ohmm) but it is their common characteristic: their resistivity is never less than 100 ohmm. This statement is based on about 1000 observations.

Thus the geological interpretation is based on the concept, that it is not worth while to locate a bore-hole on the fissure system of the basin bottom, though in some cases even such holes (in granite!) were a success. This must be regarded, however, rather as an exception. An adequate water discharge of wells bored to the bottom is always dubious owing to the lack or strangulation of the fissures. The bed giving a good discharge in sufficient quantity must be looked for not here, but in the loose sedimentary complex covering the bottom. If there is no similar covering complex in the proximity of a settlement, under the present conditions of habitation in Mongolia it is simpler and cheaper to transfer a settlement — even a samon-center — to the water to be reached easily by drilling, than to unduly force an uncertain drilling.

So far in first approximation we have regarded the *volcanic rocks* with compact texture as barren from the viewpoint of water exploration. If the properties of these rocks are, however, investigated more thoroughly, it becomes evident, that this statement holds good only for rocks having a resistivity greater than 100–200 ohm and a thickness (measured from the surface) exceeding 200 m. (In Mongolia often occur vast basalt covers — extending over several hundred square kilometers — under which the sedimentary complex with low resistivity can be readily detected).

The thinner basalt covers and other volcanic rocks that appear comparatively rarely must be distinguished from the former. From the point of view of water content they are not to be considered in advance as barren, particularly if they include fissures or pockets. In favourable position (e.g. if the covering rock is underlain by impermeable clay and the fissures and cracks are filled with water) a significant quantity of water can be obtained from them. In such places the gEOelectric prospecting can be particularly advantageously applied, since owing to the presence of fissures saturated with water the resistivity of the whole rock diminishes to 30–80 ohmm. Thus the rock can be isolated from the surrounding compact (fresher) rocks having a resistivity over 100–200 ohmm and can be distinguished also from the impermeable underlying sedimentary rocks, because their resistivity is abt. 10 ohmm.

1.22 Rocks with the character of covering complex suitable for containing water

Another of the clues to the hydrogeological estimation of gEOelectric survey data is that the resistivity of loose sedimentary rocks suitable to contain water is relatively low: 10–70 ohmm. There is a substantial resistivity contrast between the gEOelectric fundament and the loose sedimentary covering beds, on the basis of which the two complexes can be separated from one another. So

the geoelectric measurements permit to realize the spatial determination of the two rock complexes that play a fundamental role in locating water prospecting wells.

At the geoelectric prospecting of the sedimentary cover one has to consider a peculiarity not unknown even in Hungary, but frequently encountered in Mongolia mainly in basins filled up with Pleistocene continental deposits: the covering complex consists of frequently alternating beds of clay, sand and gravel 1–5 m thick on the average. Neither the individual composing beds themselves are homogenous, their microtexture changes almost every 10 cm. Therefore the surface resistivity measurement reveals never the composing beds, but the covering complex containing impermeable layers. The specific resistivity of "the geoelectric bed" substituting this complex depends on the quantitative relation and resistivity of the composing impermeable and water containing beds (relationships of anisotropy). This resultant specific resistivity is determined in geoelectric prospecting and speaking of beds containing water or suitable to contain water we always mean this complex determined just now.

It is usually impossible to detect any geoelectric discontinuity within the complex unless there is a great difference in facies: e.g. an epeiric complex consisting almost exclusively of clay is overlain by a complex of terrestrial origin, in which sand and pebble dominate.

All that defines the geophysical model of water prospecting by superficial geoelectric methods. In Mongolia it is not possible to determine directly the depth and thickness of the actual water-containing layer. The measurements give always the thickness of the complete sedimentary series and the knowledge of the resultant specific resistivity of the whole series and of the horizontal variation of the resistivity permits conclusions on the presence of water-containing bed in the complex. This model was proved by practice: out of 25 wells bored into complexes with resultant resistivity between 10 and 70 ohmm 24 wells have given water.

The determination of the resistivity of sedimentary complexes suitable for containing water is based on 600 observations on the whole.

Certain properties in connection with the settlement of loose clastic water-containing beds are of importance in the exploration. E.g. in smaller valleys the resistivity of the sedimentary covering complex is in relation to the distance from the margin of the valley (of the basin). A similar phenomenon will be discussed in details later, in connection with the individual types of structures. The systematization of these phenomena and – not in the least – of structural types is useful, since their knowledge contributes not only to the reduction of the ratio of barren wells, but makes the whole program of drilling more economical: in a given area the well is located on a site, where the drilling requires fewer expenses, i.e. it ensures a great discharge of water in a series that can be drilled easily at relatively little depth.

1.23. Covering complex with a resistivity lower than 10 ohmm

A covering complex with resistivity lower than 10 ohmm was rarely encountered in the course of our prospectings. According to several data in our possession such complexes consist almost exclusively of *clay beds*, therefore

they are unsuitable for locating water-prospecting wells. In particular cases *layers of sand saturated with salty water* can also be found in the complex; the latter have also a low resistivity similar to that of clay. Neither these layers are suitable for locating water-prospecting wells, since the content of salt usually makes the water unsuitable for drinking.

1.24. Rocks not discussed in connection with the fundamental model of prospecting

The behavior of several rocks does not follow the rules discussed so far. These are first of all *sandstone, conglomerate* and *volcanic tuff*. Their resistivity depends greatly on their texture and binding material. E.g. besides a sandstone with 10 ohmm resistivity there was found another with a resistivity of 200 ohmm. Loose sandstone and conglomerate may prove as a good water-giving bed, same as porous tuff. From compact sandstone, on the other hand, no water can be obtained, and in addition it is sometimes more difficult to drill such a sandstone, than a magmatic rock.

On the basis of their resistivity such rocks can not generally be identified. It is not impossible, however, to infer on them indirectly from the position of surrounding rocks with stable resistivity.

Fortunately, rarely occurs the thick, compact tertiary or older marl, which involves almost insurmountable difficulty. According to our experiences obtained so far it does not include water-giving layers. Its resistivity is 20–70 ohmm, thus it corresponds with the resistivity of covering complex suitable for containing water (see below the Baian-Tzagan area).

We have not yet spoken of *limestones* and *dolomites* of various ages. Their resistivity is high, according to several data at our disposal it is between 200 and 400 ohmm. They behave like geoelectric fundament. Water-prospecting wells were not bored in such areas, since we had no data about their karstic and fissured nature.

2. STRUCTURES SUITABLE FOR LOCATING WATER PROSPECTING WELLS

2.1 Smaller basins, valleys in mountain areas

The mountains enclosing valleys covering an area of several square kilometers of the Mongolian highland rise by 100–500 m above the level of the valleys lying 800–1800 m high. In the investigated parts of the area the whole country is composed essentially of magmatic, metamorphic rocks. They constitute the margin and the sole of the valleys, i.e. also the fundament of the deposits overlying the bottom of the valley. It often occurs that even at the deepest part of the valley bottom there is no loose sedimentary bed of a substantial thickness, the magmatic metamorphized bottom crops out essentially at the surface. Those valleys are suitable for locating water-prospecting wells, where the thickness of the covering complex runs to 50–80 m at least with an extension of 5–10 km². The dimensions of the drainage basin of the valley are also of importance, it must have an area of about 10–30 km² at least, this ensuring already the renewal of water extracted from the porous beds.

As a characteristic example of these areas we may mention the structural conditions of beds of the valley investigated in *Halzan samon* (Suhe-Bator

province). The area of the valley is about 10 km² (fig. 3.). It is enclosed on three sides by mountains, on the South by slightly rising hills. The mountain is composed of granite in some places interwoven by basaltic intrusions. The resistivity of the granite is 130–500 ohmm (fig. 4. and 5.). In the valley itself and on the southern hills the granite is covered by a layer with 20–60 ohmm resistivity and of a thickness of 40–80 m. This layer reaches its greatest thickness not in the valley, but on the southern hilly range.

In morphological respect the most adequate site for locating a bore-hole is the place between points 8 and 11 of the valley. With knowledge of the geoelectric fundament, (fig. 4.) however, it is more expedient to locate the hole on the point 20.

At the site of the bore-hole the fundament was detected by geoelectric measurements as being at a depth of 48 m \pm 10%. The bored well has stricken basalt at 45 m (fig. 6.), which is probably a vein in granite, i.e. it constitutes the fundament. At the place of the series of beds with 20–60 ohmm the well crossed clay containing mainly rough rock fragments. At 42–45 m depth sand and rough rock fragments were found, composing a water-giving bed. The discharge of the well is 150 liter/minute.

Valleys like that of Halzan can be found at many places in Mongolia and they represent one of the most frequently occurring structures suitable for locating water-prospecting wells. 26% of the areas investigated by geoelectric method (16 areas) was like this. So far each of the located wells proved to be a success, their discharge amounts generally to 30–80 liter/minute, exceptionally to 200 liter/minute. This quantity counts as a high discharge in Mongolia, particularly in its desert area. The depth of the water-giving beds is 30–40 m on the average, in some places the depth reaches even 70 m. Several water-giving beds are usually found well over the bottom, it was rarely needed to drill the hole quite to the bottom in order to produce water from the detritus to be found nearly always over it.

In the valleys mentioned the geoelectric prospecting can be easily carried out and the results are characteristic of the geological conditions. Except the superficial shading bed the whole sedimentary complex appears like a single geoelectric layer having a resistivity rarely falling behind 20 ohmm and usually not exceeding 80 ohmm. The resistivity of the fundament is greater than that by one order of magnitude, most frequently 300–100 ohmm. The great resistivity contrast on the boundary of the two media permits to determine the horizontal and vertical extension of the sedimentary complex with maximal accuracy to be attained by resistivity measurements.

In the valleys mentioned *the geological interpretation of geophysical data* does not involve any peculiar difficulty, the series of strata suitable to contain water (of 20–80 ohmm) can be unambiguously separated from the bottom of the basin having a significantly greater resistivity.

The series of strata suitable to contain water consists in overwhelming part of clay and argillaceous bed with coarse rock fragments. The relatively thin sand and gravel beds are interbedded among them. Tuff, conglomerate, cemented boulder-stones are also not rare. The sandstone and conglomerate are in general looser and furnish a considerable quantity of water. The cemen-

ted boulder-stones appear also in a compact variety: in such cases its drilling involves serious difficulties.

For the locating of water-prospecting wells that complex of beds is most suitable — also depending on the conditions of its settlement — the resistivity of which exceeds 20 ohmm, but is not higher than 40 ohmm. According to the experiences obtained so far such a series of beds contains — apart from clay layers — a lot of beds suitable to store water (sand, gravel etc), while one has not to count on the presence of thicker hard rock, like the mentioned cemented boulder-stones.

It must be remarked, that we must not draw exaggerated conclusions from the numerical value of resistivity on the water-containing capacity of the complex. Namely, the growth of the resistivity of a complex with low resistivity does not necessarily indicate a greater number of sand and gravel beds deposited among the beds of clay. In Erdene Sant samon (Uburhangai province, mountainous district) the resistivity of the sedimentary complex is 67 ohmm, in Gurvan-Tzaihan samon (Middle Gobi province, plain) it is 26 ohmm. The two holes, however, crossed a nearly identical section of strata, in which 90% of the total thickness consisted of clay, 10% of it of sand (gravel) beds. The phenomenon can be probably explained by the circumstance, that in the sedimentary complex of the valleys a greater quantity of detritus collects from the encircling mountains. This detritus does not build up a bed suitable to supply water independently, but as it is interbedded in clay, it adds to the resistivity of the complex on the whole. This phenomenon must be mainly considered in the proximity of valley sides, i.e. at the primary collecting sites of talus moving downward from the side of the mountains.

The *anisotropy* of the complex with a resistivity between 20 and 80 ohmm is greater than the average value observed in Hungary. E.g. in the sedimentary section of the well at Darhan (Suhe Bator province) the well logging detected almost 40 beds with various resistivity between 25 and 90 m. (Fig. 8.).

The numerical value of anisotropy has been determined so far on the basis of three wells striking the bottom of the basin. According to this the anisotropy of the sedimentary covering complex is $\lambda = 1,50 \pm 10\%$.

2.2 Areas in greater basins, on plains

The basins vary strongly in extension, their area amounts most frequently to several thousand square kilometers and sometimes to several ten thousand square kilometers. Their surface is generally plain, in some places with hills reaching a relative height of 5–50 m. In hydrogeological relation the greater basins must be divided into two groups.

At the first group the present boundaries of the basin correspond to the paleogeographical borders. These undrained basins are of quite young age, they formed usually as late as the Pleistocene. The sedimentary series of the basin is of terrestrial origin, it is composed of the waste of temporary streams and the deposits of smaller lakes. The mountains which enclose the basin, slightly decline toward the basin, and do not change their declination even under the surface, hence the solid fundament under the loose sedimentary complex of the basin forms a *broad terrace*. At locating water-prospecting

wells we have to consider the depth and structural conditions of the basin bottom even at a distance of several km from the margin.

In the other group the marginal mountain dips abruptly under the surface and limits the basin with a *sharp fault*. In such places we have mostly to do with a depression filled up with sediments older than Pleistocene, where the morphological borders of the basin do not correspond to those of the ancient sedimentary basin. In the basin itself — apart from terrestrial formations — a complex of epeiric deposits can usually be also found with a thickness of several hundred meters. The fault limiting the basin represents often a nearly vertical plane, in consequence of this the sedimentary series of the basin reaches a thickness of several hundred meters already at a distance of one or two hundred meters from the foot of the mountain. Locating a bore-hole here we have not to consider the position of the basin bottom (except the location of the fault), since it can not be reached by the well owing to its great depth.

Similarly, the position of the basin bottom is of no interest for wells located *in the middle part of the basins*, if the bottom lays below the 200 m effective depth of drilling. While for models of “the terrace type” the primary purpose of geophysical prospecting is to determine the exact position of the basin bottom, for “faulted structures” i.e. on the middle of the basins, the prospecting has another task. Here, partly on the basis of determining the resistivity of the sedimentary complex and of the character of the horizontal variation of resistivity we may infer on the water-storing capacity of the sediments, partly the position of the geoelectric boundary that may be disclosed within the sedimentary complex indicates the water containing structure.

2.21 The “terrace type” model

The geological structure of the Tzagan-Delger basin (Middle Gobi province, fig. 14) is characteristic for this model.

The resistivity of the eruptives in the mountain and the basin is 200–400 ohmm (fig. 15). To E of the point 16 the eruptive rocks crop out at the surface, to W they dip below the surface and deepen gradually. In the basin they form a nearly horizontal terrace at a depth of 100–200 m on a 3 km long section and it is only after this that they sink deeper. The diversified basin deposits settled in lenses sharply contrast with the magmatic bottom on the basis of resistivity. In the extended complex with 10–15 ohmm resistivity there there are two beds in the form of lenses, one with 6–7 ohmm and the other with 40–100 ohmm resistivity.

At the locating of bore-holes care had to be taken in order to avoid an interbedded layer with a resistivity of 6–7 ohmm, assumed to be impermeable, therefore the hole was located on point 4. The depth (of the bottom) determined by geoelectric method) of $140 \text{ m} \pm 15\%$ ensures here partly the sufficient thickness of the cover (the well reaches the water — giving horizon, which must be expected at a greater depth in the basin), partly in the absence of such a horizon the well with 200 m effective depth may reach the magmatic bottom. i.e. the overlying bed of detritus (so-called optimal water-giving level).

The bored well (fig. 16.) crossed a bed of gravel with 100 liter/minute discharge at a depth of 113–121 m.; 80% of the total thickness of the traversed layers consisted of clay, tuffaceous and gravelled clay, 20% of it was composed of sand and gravel. Beds of sand and gravel lying at a depth less than 100 m contained no detectable quantity of water.

2.22 "Faulty structure" created by the marginal mountains

As a type of this model the environment of *Deren samon* (Middle Gobi province) can be mentioned. The settlement lies by the margin of a basin which is 100 km² in area. (fig. 17). The mountain range is composed of paleozoic granite; the granite crops out at the surface or it lies under a cover of several meters of débris and talus. Its resistivity is 100–250 ohmm (fig. 18). In the area of the samon centre the granite dips to a depth surpassing 200 m by a steep fault; to E of the fault only the sedimentary beds of the basin can be disclosed. These beds can be divided into two geoelectric layers, between which there exists no substantial resistivity contrast: the resistivity of one of the layers is 5–15 ohmm, that of the other is 15–25 ohmm. The layer with 5–15 ohmm resistivity occurs even at two places, the first place being immediately along the fault of the granite, with a steep dip corresponding to that of the fault; the other one in the interior of the basin as a near-surface bed thickening towards the centre of it. The bed with 15–25 ohmm resistivity takes place between the above-mentioned two layers; it crops out at the surface between the points 14 and 10, to E of them it sinks to greater depth in accordance with the thickening of the near-surface bed already mentioned.

From the two mentioned geoelectric layers the one with 15–25 ohmm resistivity is more adequate for locating water-giving well. On the basis of its resistivity value it can be interpreted as a series of strata, in which there are water-containing porous beds among beds of clay.

The well was located on point 10, where the bed with 15–25 ohmm resistivity nearly appears on the surface, but its thickness exceeds 200 m. The well was drilled to a depth of 57 m. At 46 m it crossed a sand bed of 4,5 m thickness between beds of clay, that proved to be a good water-giving layer, furnishing a discharge of 100 liter/minute.

It must be remarked, that the geological section at Deren is not characteristic of the basin's margin as regards to the depth of the water-giving horizon, the depth of 46 m measured here counts as an exception. The water-giving horizon takes generally place at a depth of 100–150 m. E.g. in Buian-Obo samon (Middle Gobi province) – this area lies in the middle of the Gobi and it is very dry – a water-prospecting well was drilled on a structure, completely similar to that of Deren. The well traversed many sand beds at smaller depths, but it found water only in layers lying at a depth greater than 110 m.

2.23 The hydrogeological structure of the basins' interior

According to their geoelectric parameters the interiors of the basins can be subdivided into two groups. At the first group the sedimentary complex of the basin forms two geoelectric layers. The difference in resistivity between

the two layers equals nearly an order of magnitude, hence the position of these layers can be determined easily and unambiguously. ("two-layers model"). Such basins are in general older depressions, where the near-surface geoelectric layer is a younger complex of terrestrial origin – consisting of sand, pebble and clay beds –, overlying a series of marine deposits older than Pleistocene. The latter can be indentified with the geoelectric layer, lying deeper, thus the geoelectric boundary indicates the change in facies.

At the second group the sedimentary complex forms a single geoelectric layer, in which no significant resistivity contrast can be observed. The latter are usually Pleistocene basins, where the sedimentary complex overlying the bottom of the basin is completely of terrestrial origin.

The first group comprises the *Naranbadrahinus* area. This samon of the Middle Gobi province lies in a basin covering several thousand square kilometers. The sedimentary complex of this basin is – from geoelectric point of view – divided into two parts (fig. 20.). The resistivity of the upper part is 30–100 ohmm, that of the lower part – 12–25 ohmm. The hole was located on the southern part of the profile (on point "5") over a dip with the assumption that water can be expected from the porous beds of the series of strata with 30–100 ohmm resistivity but only when it is buried under a thicker cover. The series of strata with 30–100 ohmm resistivity which is regarded as a water-giving horizon has – according to the geoelectric measurements – a thickness of 137 m ($\pm 20\%$). The hole traversed the lower bed at a depth of 114,4 m (fig 21 and 22).

In the series of strata with 30–100 ohmm resistivity beds of clay and sand with thicknesses from 1 to 10 m alternate with one another. In the bed of 15–25 ohmm the hole penetrated to a depth of 156 m and crossed exclusively clay. At the base of the lower layer with 30–100 ohmm resistivity the drilling indicated discordance, its lowest beds of sand at 103–114 m depth proved to be water-giving, (with a discharge of 100 liter/minute). The beds of sand in the overlying strata did not give water.

From the point of view of water occurrence sections consisting of a *single geoelectric layer* are substantially more unfavourable than that of *Naranbadrahinus*. The single layer does not mean the complete resistivity homogeneity of the section (horizontally and vertically). There appear smaller deviations in resistivity, they are, however, not characteristic, having no significance for hydrogeology. In the case of such a bedding the measurements do not indicate the thickness, extension and the dip conditions of a bed suitable to contain water. They give, however, the electric resistivity of the complex, the knowledge of which permits conclusions on the water-containing capacity. This helps in recognizing barren areas e.g. in sites where the sedimentary complex consists exclusively of thick argillaceous beds.

Areas with only one layer raise many problems for both geologists and geophysicists; as an example for this Orgon samon may be mentioned (Suhebator province, fig. 24.). The sedimentary complex is constituted of rocks with 9–25 ohmm resistivity. Its resistivity changes unregularly in horizontal and vertical directions, the rocks can not be correlated on the basis of the small differences in resistivity. Leaving the surface cover out of consideration, one can not find any extended uniform geoelectric horizon.

The hydrogeological evaluation starts out from the consideration, that a capricious change of resistivity may be due to several factors, on this sole basis it is rather difficult to conclude on the geological structure of the complex. Therefore at the locating of wells one had to rely on a principled consideration: the occurrence of a water-giving bed is more probable where there are beds with various resistivities in the complex, and there is among them a bed with such a resistivity, on the basis of which its water-containing capacity can be assumed.

The well was drilled on point 1. Apart from the surface bed of sand 23 m thick and two beds of clay with 6 m thickness it crossed exclusively varied sandstone. Water-giving loose sandstone was found at a depth of 112–117 m, its discharge being 60 liter/minute.

This example also demonstrates that the interpretation of superficial resistivity measurement is the most uncertain for "one-layered" section, like this one. We must not forget, however, that in the absence of drilling or other exposure this is the only support at the locating of water-prospecting wells which is available besides superficial geological data and that gives any — though not much — information on the water-containing capacity of deeply buried rocks.

2.24 Summary of the characteristics of water-containing structures lying in basin (on plain)

From the point of view of discharge evaluation the water-containing structures lying in basins (including structures situated on the margin of basins) are diversified. At the locating of bore-holes, if there is a possibility, on the margin of basins preference must be given to structures of the terrace type (Tzagan-Delger), and in the interior of basins to the "two-layered" structures (Naranbadrahindus); it is favourable if the thickness of the series suitable to contain water reaches 100–150 m. The discharge of wells drilled on such structures is significant, it may reach even 100–150 liter/minute.

The fault-structures lying on the margin of basins are less favourable, but we must take them into consideration owing to their frequent occurrence. In the case of such structures the water discharge is substantially influenced by the attitude of the fault created by the marginal mountain and by the clay-content of the sedimentary complex. Inferences on the latter can be made from the numerical value of its resistivity.

All borings drilled on faulty structures so far have led to good results, it must be remarked, however, that in several areas, indicated as problematic by geoelectric prospecting, wells were not drilled.

The most unfavourable for drilling water-prospecting wells are the so-called "one-layered" structures. On such structures two borings proved to be barren, but even when they are successful, the water discharge rarely exceeds 30–40 liter/minute. It must be remarked that the data obtained by us so far are suited to lead to an *exaggeratedly bad* evaluation. It is possible that in the possession of more data and a more developed processing of them corresponding to the type of structures a more favourable opinion could be formed about the "one-layered" sections.

The greatest advantage of the application of geoelectric prospecting in basins is the possibility of separating the individual types of structures from one another by its help. The reliability of depth data depends on the resistivity contrast of rocks building up the structures, that have an inaccuracy of $\pm 10-20\%$ in general.

About the anisotropy of the sedimentary complex we have only a few data. The model of the "two-layered" section is relatively thoroughly investigated. For the series of beds with 30–100 ohmm resistivity suitable to contain water we have received the following value of anisotropy: $\lambda = 1,78 \pm 20\%$.

With the hydrogeological interpretation we have dealt on discussing the individual types of water-containing structures. In general we may state the following as regards the areas lying in basins:

a) On the margin of basins the horizontal gradual change of the resistivity of sedimentary strata is a frequent phenomenon. At a place near to the outcropping of the fundament the resistivity of the complex is high, 50–100 ohmm. Moving on towards the interior of the basin the resistivity decreases gradually, at a distance of 1–3 km from the margin it reaches a minimum (10–20 ohmm) and – leaving smaller fluctuation out of consideration – it retains this value even at remote parts of the basin.

This systematic variation of resistivity can be related to the character of origin of the sediments, filling up the basin, which is mainly characteristic of the terrace type model. Coarse detritus is deposited on the margin of the basin. Passing on towards the interior this is gradually replaced by pebble with a smaller diameter of grains, then by sand. Thus the sedimentary basin classifies its sediments: the transporting capacity of surface streams flowing in from the surrounding mountains is in inverse proportion to the size of grains. Departing from the mountains the deposition of sand and pebble also becomes scanty, the clayey facies begins to dominate in the series of strata. The minimum of resistivity and its stabilization is reached in the series of argillaceous strata.

b) The coarse sediments, gravel and sand have two forms of appearance. They form independent beds and in such cases their deeper levels furnish abundant quantity of water, on the one hand, or they are bedded in clay and can not be taken into account as water-giving beds, on the other. Both forms exercise, however, a nearly identical influence on the resistivity of the series of strata. This causes difficulty, of course, for the hydrogeological interpretation of the measurements. The problem is facilitated by the fact, that within a given series of strata both forms exist usually, i.e. a series of strata with corresponding resistivity almost surely indicates a water-giving bed.

The resistivity-increasing effect of coarse sediments bedded in clay must be considered first of all for the margin of basins, filled up chiefly with argillaceous layers. e.g. a boring must not be located in the proximity of fault, if the resistivity of sediments in the basin is 5–10 ohmm and the increase of resistivity is not essential even in the surroundings of the fault (e.g. it does not exceed 15–20 ohmm).

c) In the interior of the basins the argillaceous facies dominates mostly. In such places the resistivity of the sedimentary complex permits substantially more reliable conclusions on the lithological conditions, than in the fore-

going, since the occurrence of coarse sediments bedded in clay is less probable. E.g. the relative increase of resistivity (for big areas) indicates generally beds of sand.

d) When sandstone, marl and conglomerate occur, the complex of sandstone has generally a great thickness (several hundred meters). According to experiences obtained so far they form a "one-layered" model in compliance with the Ongon structure, and within the single geoelectric layer there appears a small capricious variation of resistivity. The marly complex must be regarded as barren (see the description of barren areas). Conglomerate occurs frequently, but generally in thin beds, thus it does not exercise any significant influence on the resistivity of the complex. Loose conglomerate proved in several instances to be good water-giving bed.

2.3 Water-prospecting borings drilled in neovolcanic rocks

In the Tertiary there was a significant volcanic activity on the territory what is now Mongolia. Covers and plug domes of basalt (and to a smaller extent of andesite, riolite) are nowadays also essential elements of morphology. There are so-called basalt-deserts to be found, where basalt lies on the surface covering areas of several hundred square kilometers. This basalt cover is underlain by the older sedimentary complex — sometimes buried at a depth of several hundred meters. If there are cracks and pockets in the basalt and the useful interspace is filled with water, a well bored in basalt may furnish a big quantity of water. As it was mentioned in the introduction fissured basalt flooded by water can be readily separated by means of geoelectric measurements from the surrounding compact, fresh rocks, since its resistivity is reduced. Apart from this, geoelectric measurements permit to determine the spatial position of the basalt cover, the resistivity of the underlying sedimentary complex (on the basis of which we may infer on its impermeable or water-containing quality). Thus, geoelectric prospecting allows to determine several factors, which accounts for its application in areas like this.

An example is given by the well drilled in *Ulbayan samon* (Suhe Bator province), located on the end of a basalt cover underlain by an impermeable argillaceous series of strata (figures 25, 26 and 27). The well with a depth of only 38 m has given 520 liter/minute of water.

2.4 The locating of water-prospecting wells in populated areas

Parallel with the development of mines, bigger settlements, the requirement to drill wells at given sites becomes more and more frequent, where we have to displace the location of the well within a radius of only several hundred meters. In localities like this there is already — in most cases — a functioning water-giving well and the task is to attempt to create a new well by making use of the data of the existing well — at a more convenient place if possible.

Such a locality was, for example, *Arvayhere* town in Uburhangay province. In its built in downtown district the fundament consists of crystalline schist with a resistivity of 500–1300 ohm, cropping out to the surface at several places (fig. 28.). It was detected by geoelectric measurements (fig. 29),

that there is a buried valley several hundred meters wide and 40–70 m deep carved probably by erosion in the schist. The resistivity of deposits filling up the valley is 600–1000 ohmm. Prior to the geoelectric prospecting two borings were already drilled. One of them has – by chance – found the valley shaped by erosion on its shallow part. This boring gives 20 liter/minute of water. At the second – later – boring the chance turned; the boring penetrated the crystalline schist and proved to be barren.

A new – third – well was needed is the centre of the town, near the Council house. According to the geoelectric profile the point 10 was the most suitable for this, being situated at the middle of the erosion valley on a 68 m thick layer of deposits. The well with a depth of 48 m traversed beds of debris, sand, gravel and sandy clay. A water-giving bed was found at a depth of 37–47 m; the discharge of this well is 120 liter/minute.

3. STRUCTURES AND AREAS UNSUITABLE FOR THE LOCATING OF WATER-PROSPECTING WELLS

For the locating of water-prospecting wells, i.e. for obtaining water those areas are unsuitable, where the fundament composed of old rocks (mostly of magmatic rocks or crystalline schist) crops out at the surface or lies near it. The unsuitability of the area for drilling water-giving wells is due to the lack of a water-containing sedimentary complex, to its thinness or limited extension. A primordial task of geophysical measurements is to recognize and contour such areas. This can be readily solved by 4–8 points of vertical sounding. As a type of areas qualified as barren the *Ulziyt* samon-centre in Uburhangay province may be mentioned.

The settlement lies in a valley 1 km wide and 7 km long (fig. 32. and 33.). The bottom of the valley has a resistivity of 500–1200 ohmm, it crops out at the surface on the slope of the valley. The bottom is covered in the middle part of the valley by a clastic complex 8–20 m thick, having a resistivity of 60–200 ohmm, the extension of which is but 1 km². It is not suitable for locating a water-prospecting well on account of its small thickness, too.

Another characteristic type of barren areas occurs in vast sedimentary basins. Two forms of it can be distinguished.

One of them appears as a characteristic “one-layered” complex. Here the sedimentary complex consists almost solely of epeiric beds of clay.

In *Altanshire* samon (East Gobi province) not investigated previously by the geoelectric method a barren well was drilled to 164 m depth. The boring crossed on its whole length beds of clay and mud. There was not a single bed among them suitable to contain water. The geophysical logging carried out in the well indicated the whole traversed complex as a single layer; its specific resistivity being about 5 ohmm (fig. 34). A similar “one-layered” section was disclosed by geoelectric measurements in the already mentioned *Chulut* samon (Middle Gobi province). The log measured here is practically straight (s. fig. 35). It indicates that the specific resistivity of the series of strata with a thickness exceeding 200 m is 7 ohmm. Considering the low resistivity value this series of strata was qualified as unsuitable for containing water; hence no boring was drilled on it.

Another variety of sedimentary basins unsuitable for water-prospecting occurs in *Talin-Tzetzeg* samon (Middle-Gobi province).

Here a boring was located on a sedimentary complex, having 10 ohmm resistivity, with a thickness over 200 m. The relatively low value of resistivity indicated in the first place clay with quite thin beds of sand. This was not confirmed by the drilling, the quantity of sand and loose sandstone being substantially greater than expected. 20 of such beds appeared in total: their total thickness reached 52 m, as compared to the 138 m total thickness of beds of clay and clayey marl. A part of the sand beds did not contain water, another part of them gave a small quantity of strong brine. The low resistivity of the strata was due to the brine-content of the sand bed. After all the boring could not be transformed into productive well owing to the high salt content of its water.

It is difficult to indicate the limit of specific resistivity under which the sedimentary complex must be interpreted as a series composed of beds of pure clay or of sandstone saturated with brine. In the course of measurements in 1960 10 ohmm was accepted as a value of this limit, but the determination was rather arbitrary, it is subject to correction owing to the results of later experiences.

It will not be possible, however, to give a final limit value, valid in each cases, in the course of subsequent work, since however little is the resistivity of the complex, beds of sand containing fresh water may be included among beds of clay in little quantity and with small thickness. A sand bed 2 m thick, containing fresh water, lying at a depth of 100 m among clay beds can not be detected by surface measurements of resistivity at present. In barren areas like those of Altanshire and *Talin-Tzetzeg* endeavours can be made to attain only statistical effectiveness. This means, that we are from the outset aware of that in areas like this only an insignificant number of drillings will lead to results. With other words: if the resistivity of the complex is smaller than a certain value, the efficiency of the drilling is not more probable, than it would be when being located on compact eruptive rocks.

Among the areas unsuitable for water-prospecting it is difficult to recognize the ones where loose sediments are underlain by thick layers of homogeneous marl. In these areas preliminary geological and geoelectric prospecting furnish even fewer aid in avoiding barren drillings, than in areas of sandstone.

This is due to two reasons. Such beds of marl are covered (in most instances) by a complex of sediments several 10 m thick, screening any indication of them on the surface, on the one hand, and the resistivity of marl being 20–70 ohmm, it corresponds to the resistivity of a sedimentary complex most suitable for containing water, frustrating the possibility of distinguishing them by geoelectric methods, on the other. In these areas barren drilling can not be avoided on hand of our present methods (e.g. *Bayan-Tzagan*, fig. 36 and 37.).

4. SUMMARY

Our descriptions and conclusions are based on experiences obtained in 63 areas of geoelectric prospecting. Its qualitative data are shown in table II. for single years and in totals for three years. According to the data only 12 of

the areas investigated by geoelectric methods were qualified as unsuitable for drilling, this value makes up 19% of the areas.

We must not forget, of course, that geoelectric measurements were carried out only in areas, where preliminary geological mapping had shown favourable indications. In areas appearing wholly unsuitable for water prospecting geoelectric measurements were not projected at all. Therefore it is difficult to give even an approximative evaluation of the proportion of investigated areas in Mongolia unsuitable for drilling water-prospecting wells. Such an estimation would not be realistic by reason of the single fact, that the total area of the investigated provinces is several hundred thousand square kilometers and the 920 curves of deep soundings and 35 borings are insignificant as compared to this vast territory.

On the basis of three years' work, however, the earlier idea about the impossibility to solve the problem of water supply by drilling in certain parts of Mongolia, e.g. in the Gobi or in several highlands composed of magmatic rocks can be definitely refuted. There is not a single area in Mongolia in some part of which a successful water-prospecting well could not be drilled. The problem is only to locate the boring on the basis of preliminary geological and geophysical prospecting extending for bigger areas.

On 51 of the 63 areas investigated by geoelectric method we have suggested the drilling of wells, (on 81 per cent of all areas). Till the end of 1961 the already mentioned 35 drillings were completed (table II.); 88% of them were successful, 3% barren, 9% was not transformed into water-giving well owing to little discharge or high salt content of water.

It is remarkable that in 1958 100% of the drillings were successful, but in 1959 and 1960 only 84% and 83%, respectively. It can not be doubted that chance takes its part in this too — and this circumstance can not be fully neglected at water drilling —, but one must also consider the fact that while in the first year the locating of borings was made with absolute certainty, in the second and third years *experimental borings* were also drilled in the areas under discussion. They have a significance mainly for the future; they served to the purpose to get acquainted with unfavourable water-containing structures, that are nevertheless promising according to certain considerations. As examples we may mention the borings at Bayan-Tzagan, Arvay-Here, Ulbayan etc.

In Mongolia there is a possibility to reduce significantly the number of barren borings and to attain a substantial increase of discharge of wells. If the locating of wells is preceded by corresponding geological and geophysical exploration, then — even in the Gobi and its encircling arid marginal area — the earlier 30% efficiency can be raised to 80–85%. This value has been thoroughly considered, it is rather modest. In reality, the efficiency — theoretically — may reach as much as 90–95%, leaving the experimental drillings out of consideration.

In 1958 Miklós Kremszner geophysicist, in 1959–1960 József Hobot mining geologist, members of the Hungarian State 'Roland Eötvös' Geophysical Institute, and Ginchig Handai Mongolian physicist have participated in the field works of geoelectric prospecting in Mongolia. Their work deserves acknowledgement also at this place.

KÖZÉP ÉS KELET MONGÓLIA VIZFÖLDTANI VISZONYAI A GEOELEKTROMOS KUTATÁS TÜKRÉBEN

SZABADVÁRY LÁSZLÓ

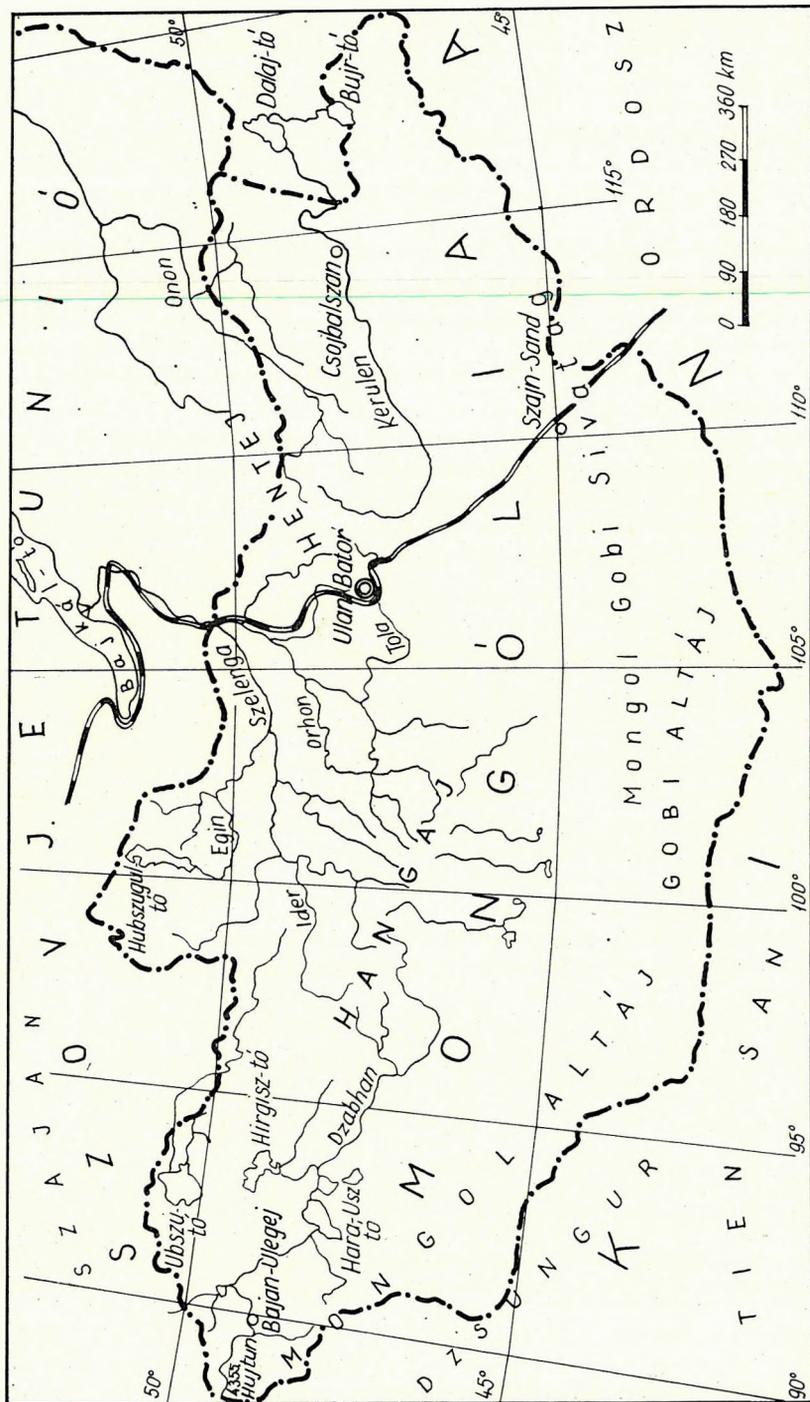
1958-tól Magyar Vízkutató Expedíció dolgozik Mongóliában. A fúrási, földtani és geofizikus szakemberekből álló csoport Mongólia vízszegény területein 50–200 m mélységű fúrásokkal tár fel mélyszintű vizeket a Góbi sivatagban, illetve annak É-i peremvidékén. A tanulmány a fúrás telepítéséhez végzett geoelektromos kutatás eredményeit foglalja össze, s ennek alapján ismerteti a vizsgált országrész vízellátási problémáit.

1. BEVEZETÉS

Mongólia másfélmillió km² nagyságú területét É-on a *Szajan* hegység, D-en a *Tien-San* hegység, DNy-on a *Dzsungur* tábla, DK-en az *Ordosz* masszívum határolja (1. ábra). Az ország Ny-i és É-i része 1500 m magasságú felvidék, amelyből több hegység emelkedik ki, például az ország ÉNy-i részén a *Hangáj* hegység, DNy-on a *Mongol Altáj* és a *Góbi Altáj* hegyvonulata, ÉK-en a *Hentej* hegység. Legmagasabb hegycsúcs a Mongol Altájban emelkedő *Hüjtün*: 4653 m. Az ország D-i része 800–1500 m magasan fekvő dombvidék, itt vannak a *Góbi* sivatagi és félsivatagi területei, valamint az ezeket övező füves pusztaságok.

Az ország É-i részén állandó folyók találhatóak, melyek közül legnagyobb a *Szelenga* és a *Herlen*. É-on nagyobb tavak is vannak. A D-i területek vízben szegények, az évi csapadék 100–200 mm, a Góbi belső vidékén ennél is kevesebb. Állandó vízfolyások és tavak itt nincsenek, a fátlan füves puszták fokozatosan kő- és szikes agyagsivatagba, ritkábban futóhomokos sivatagba mennek át. Az ország D-i részét elfoglaló *Góbi sivatag* enyhén lejt a kínai határ felé. Morfológiai arculata: hullámos dombvidék, lefolyástalan medencékkel és száraz völgyekkel, Ny felé jellegzetes sivatagi hegyvidékkel. Földtanilag: ősi kőzetek kibúvási, vulkáni kúpok és lávatakarók váltakoznak egészen fiatal – főleg teresztrikus – hordalékkal.

Mongólia É-i részén az évi átlaghőmérséklet 0°C alatt van (–4°C). Emiatt az átfagyott talajt a rövid nyár 40–50°C-os melege sem tudja felolvasztani. Az ázott kutakból történő vízellátást ez igen megnehezíti. Az „örök fagy” határa a



1. ábra
 Фиг. 1.
 Fig. 1.

fővárostól – Ulan-Batortól – D-re 75 km távolságban húzódik, közelítően K – Ny irányban. Érdekes a fagyhatár elhelyezkedése Ny-on, ahol a határvonal É-ra fordul és – eltekintve a magashegységek szigetszerű, zárt foltjaitól – 450 km-rel északabbra található (áthúzódik a Szovjetunió területére is). A Góbi sivatagban az évi átlaghőmérséklet $+4^{\circ}\text{C}$. É-on a „fagyott” talaj, D-en a felszínközeli, teljesen kiszáradt „sivatagi” réteg elektromos f. ellenállása nagy (100 – 500 ohm). Geoelektromos méréseknél mindkettő *árnyékoló* réteggént jelentkezik, a kutatás elvégzését ez nagymértékben megnehezíti.

Földtani felépítését tekintve az ország területének legnagyobb részén idős, gyúrt képződmények találhatók (*Alföldi 1960, Marinov 1957, Obrucsev 1948*). É-on, illetve ÉNy-on a *szibériai kaledóniai* geoszinklinális gyúrt területei a Szaján hegységen keresztül a Hangáj hegységig terjednek. A K-i rész, valamint a Mongol-Altáj és a Tien-San hegység a *variszkuszi (altáji) gyűrődés* terméke.

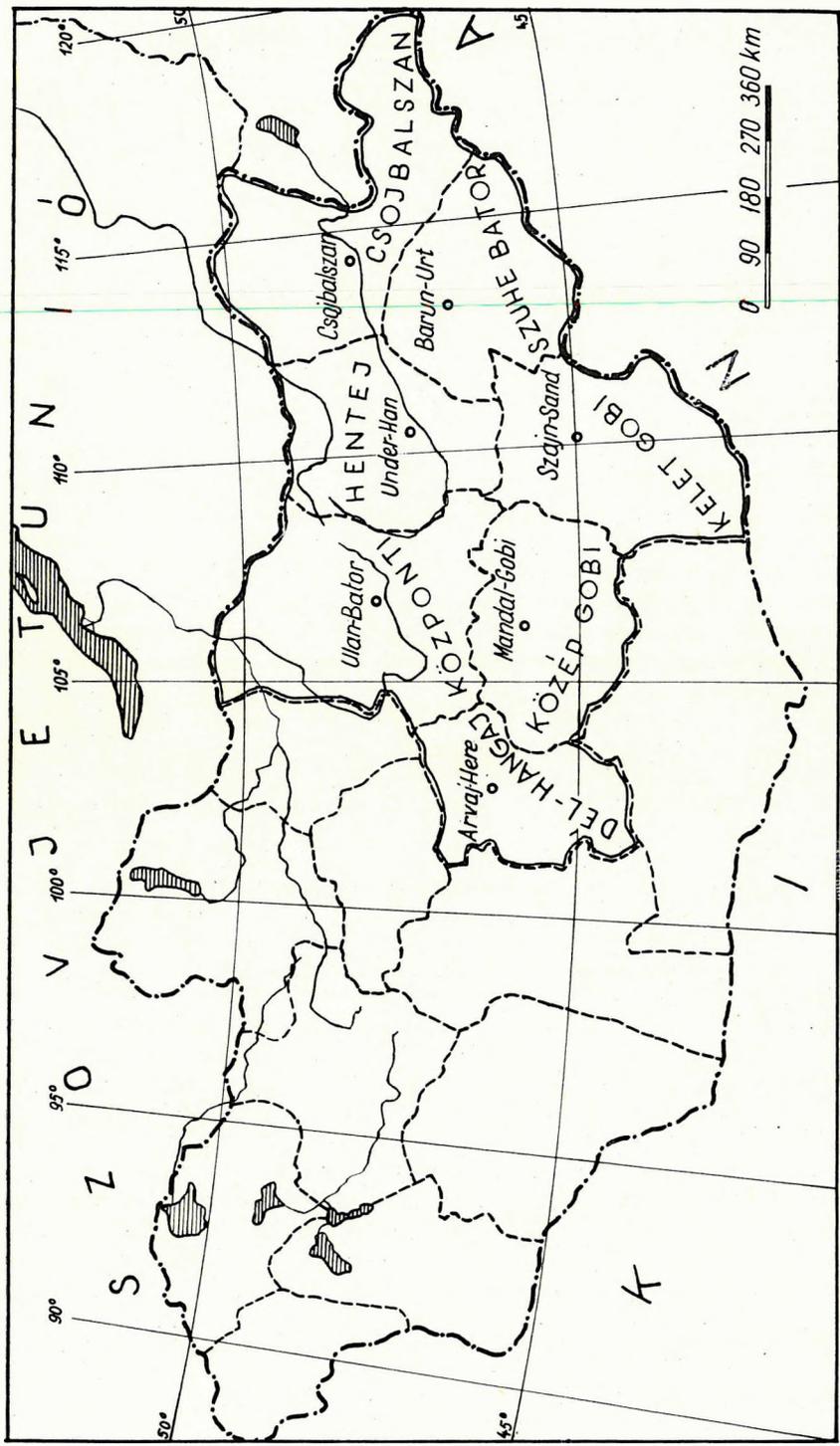
A *jelenlegi domborzat* a harmad- és negyedidőszaki hegységképződések során alakult ki, amikor az *idős tönkhegység maradványai széttöredeztek* és különböző magasságba emelkedtek. Különösen a K-i és DK-i részen a *törések mentén erős vulkáni tevékenység* lépett fel, de az idős peneplént az erősödő szárazföldi erózió csak kis részben tagolta; a Ny-i országrész magas hegyvidékén viszont teljes geomorfológiai megújulás következett be a juvenilis állapotnak megfelelő mértékben.

1.1 A magyar expedíció működési területe

A magyar expedíció – mongol munkatársaival együttesen – komplex tevékenységet folytatott; a fúrás földtani – geofizikai telepítését, lemélyítését, mélyfúrású geofizikai vizsgálatát, vízkúttá történő kiképzését, a szivattyúház felépítését az expedíció különböző részlegei folyamatosan, egymásután végezték. Az expedíció Mongólia hét tartományában kutatott, a lemélyített vízfúrások zöme a *Központi, Közép és Kelet-Góbi*, valamint *Szuhe-Bator* tartományra jutott, *Hentej, Uburhangaj* és *Csojbalzan* tartományban kevesebb vízfúrásra volt szükség (2. ábra). Három év (1958–60)¹ alatt összesen 37 fúrást mélyítettek. Ezek közül 35 fúrást mélyítettek előzetes geoelektromos kutatás alapján, olyan területeken, ahol a morfológia kedvezőtlen vízföldtani felépítést jelzett.

Már az első fúrások után látszott, hogy a nagyszerkezeti viszonyoknak (pl. egy-egy tartományrész földtani felépítésének) a fúrás telepítésénél alig van jelentősége, ennél sokkal fontosabb a földtani kisszerkezetek szerepe. Az esetek többségében kicsiny – 10–20 km, vagy még kisebb átmérőjű – zárt vízgyűjtő medencékkel volt dolgunk. A helyi medencék aljzata, mint perem, teljesen körülvette a medencéket, ezért a fúrások telepítésénél döntő szerepet játszott a medencealjzat és a medenceüledékek egymáshoz viszonyított helyzete. Az előzetes geofizikai és földtani kutatásnak figyelembe kellett venni azt is, hogy a sivatagi terep miatt alkalmazható könnyű fúróberendezések legfeljebb 100 m, az Aquadrill berendezések pedig legfeljebb 200 m mélységre fúrhatnak.

¹ A tanulmány ennek az időszaknak kutatási eredményeit dolgozza fel. A kutatások jelenleg is folynak és azóta is jelentős eredményekre vezettek.



2. ábra. A magyar expedíció működési területe
Фиг. 2. Район работ венгерской экспедиции
Fig. 2. Working area of the Hungarian expedition

1.2 A földtani értelmezés, vízföldtani értékelés kérdései

Vízfúrás telepítésénél a geoelektromos kutatás hatékonyságát elsősorban az szabja meg, hogy a kimutatott rétegek elektromos fajlagos ellenállása² mennyire jellemző a rétegek víztároló, vagy vízzáró képességére, az ellenállás számértékének ismeretében elkülöníthető-e pl. egy vízzel elárasztott homokréteg az alatta települt, vízzáró agyagtól. Mongóliában ez a kérdés nem volt egyszerű a következőkben felsorolt nehézségek miatt.

a) A kérdéses területen mindig az első fúrást kellett lemélyíteni; nem végezhattünk méréseket régebbi fúráson, a mélyebben fekvő kőzetek ellenállásának meghatározására.

b) A felszíni kibúvásban mért adatok sem megbízhatóak. Mongóliában fokozottabban érvényes az a jelenség, hogy felszíni kibúvásban a kőzetek ellenállásukat lényegesen – néha 100%-osan is – megváltoztatják. Pl. medenceüledékek közül a homok, kavics ellenállása felszínközeli azért nő meg, mert nyáron kapilláris víztartalmát is elveszti, télen viszont (illetve az „örök fagy” zónájában egész évben) „átfagy”. A medencealjzatot alkotó kőzetek (eruptívum, kristályos pala, idős mészkő) a szélsőséges éghajlat miatt felszínközeli erősen mállanak. Néhány 10 m, esetenként 100 m mélységig ellenállásuk ennek hatására kisebb, mint mélyszintű településben.

c) Különösen sivatagi területeken a rétegvizek sóionkoncentrációja helyenként igen magas. Ez főként az agyag, illetve homok, kavics rétegek elkülönítését nehezíti meg, szélső esetben a sós vízzel elárasztott homok kisebb ellenállással jelentkezett, mint az agyag.

Számos területen kellett a fúrásnak befejeződni ahhoz, hogy a legfontosabb kőzetek ellenállását – mélyszintű településben – megismerjük (I. táblázat) és ezek alapján meghatározzuk azokat az ellenállásintervallumokat, amelyek Mongólia szélsőséges viszonyai közepette jellemzőek a kőzetek (rétegek) víztároló képességére.

Néhány mongóliai kőzet fajlagos ellenállása

I. táblázat

Terület	Geoelektromos fedőösszet		Geoelektromos aljzat (vagy fekvő réteg)		
	ohm ³	kőzet	ohm	kőzet	4
Halzan	20 – 60 (30)	törmelékeny agyag, homok	130 – 350	bazalt intruziókkal átjárt gránit	22
Gurvan Cajhan	15 – 25 (26)	törmelékeny agyag, kavics	150 – 500	gránit	10
Erdene Szant	40 – 75 (67)	agyag, vékony ho- mokrétégekkel	500 – 2000	eruptívum	22
Ocs	50 – 90 (110)	kavics, homok, vé- kony agyagrété- gekkel	500 – 1000	eruptívum	18

² A továbbiakban a geoelektromos méréseknél kialakult gyakorlatnak megfelelően csak a kőzetek, rétegek „ellenállásáról” beszélünk. A „fajlagos” szót akkor használjuk, ha külön jelentősége van.

I. táblázat (folytatás)

Terület	Geoelektromos fedősszlet		Geoelektromos aljzat (vagy fekvő réteg)		
	ohmm ³	kőzet	ohmm	kőzet	4
Dariganga	5 – 20 (9)	agyag, vékony homokrétegekkel	100 – 700 35 – 75	tömör bazalt repedezett, hólyagos bazalt	31
Bajan Hudug	20 – 75 (49)	cementált törmelék, agyag, homok	500 – 1000	gránit	13
Szajn Cagan	20 – 60 (31)	homok, kavics, agyagos tufa	700 – 1500	eruptivum	23
Zsargalantan	20 – 40 (24)	agyagos görgeteg, homok rétegekkel	50 – 200	bazalt, helyenként hólyagos, repedezett	14
Bajan Barat	30 – 60 (43)	törmelékes agyag, konglomerát	200 – 400	gránit	11
Cagan Delger	10 – 15 (12)	agyag, kevés homok, kavics réteggel	200 – 400	eruptivum	16
Delger Cogt	10 – 20 (18)	agyag, homok és kavics rétegekkel	300 – 1000	gránit	23
			50 – 80	hólyagos bazalt	
Deren	15 – 25 (25)	agyag, homok réteggel	100 – 200	gránit	21
Bujant Obo	20 – 40 (20)	agyag és homok	300	gránit	11
Cagan Obo	10 – 25	agyag, homok, laza konglomerát	200 – 500	eruptivum	11
Szuhe Bator	10 – 40 (15)	tufa, agyag, agyagos törmelék	2000	riolit	16
Tuvsinsire	10 – 25 (17)	agyag, agyagos törmelék	35 – 80	repedezett, hólyagos bazalt	12
Naranbadrahinusz	50 – 70 (50)	homok és agyag	15 – 25	agyag	15
Nomingjntal	50 – 70 (57)	homok és agyag	10 – 25	agyag, vékony iszapos homok réteggel	14
Bajndzsargalantan	50 – 85 (85)	agyag, kemény agyag, homokkő	15 – 20	fúrás nem érte el	18
Ogon	8 – 20 (12 – 20)	változó keménységű homokkő, homok			16

I. táblázat (folytatás)

Terület	Geoelektromos fedőösszlet		Geoelektromos aljzat (vagy fekvő réteg)		4
	ohmm ³	kőzet	ohnm	kőzet	
Delgerh	12–16 ill. 20 (30)	agyag, törmelék, homok			27
Delgerhan	15–45 15–75 (29)	agyag és homok			12
Csulut	20–40 (38)	agyag, homok	17–18	agyag (fúrás csak kis vastagságban harántolta)	16
Ulzijt	8–20	fúrás nem harán- tolta	600–2000	eruptívum	6
Barunurt 1.			130!	gránit és paleozoós agyagpala	2
Barunurt 2.	150	gránit törmelék	600	gránit	2
Bajan Delger			200–350	felszínközeli gránit	4
			600–800	gránit	
Erdene Dalaj			90–100	felszínközeli erup- tívum	6
			450–500	üde eruptívum	
Arvaj Here	60–110	homok, kavics, törmelék	500–1500	kristályos pala	11
Ulbajan	40–50	hólyagos bazalt, bazalt tufa	150–300	bazalt (takaró- kőzet)	20
			10–20	fúrás nem érte el	
Bilut Chosot	20–50	márga, vékony ho- mokkal rétegek- kel			16
Bajan Cagan	35–70 (50)	agyagmárga	100–200	kristályos pala	20
Lusz	30–80 (80)	kemény agyag, homokkal			21
Talin Ceceg	6–25 (10)	agyag, homok, agyagmárga			8
Hatan Bulag	45	homok, agyag, ke- mény konglo- merát			2

³ A fúrás helyére érvényes érték zárójelben van.

⁴ A jobb szélső oszlopban levő szám azt mutatja, hogy a meghatározás hány vertikális szondázáson alapszik.

1.21 A víztárolásra rendszerint alkalmatlan geoelektromos aljzat

A medencealjzatot alkotó kőzetek, illetve kőzetösszetek általában 200 ohmm-nél nagyobb ellenállásúak, ritkábban jelentkeznek 100–200 ohmm közötti értékkel. A geofizikai mérések eredményeinek vízföldtani értékelésénél alapul szolgált az a tapasztalat, hogy ezekre az úgynevezett „geoelektromos aljzat” kőzetekre vízfúrás nem telepíthető. Felmerül a kérdés, ez a megállapítás milyen tényekkel igazolható, s milyen mértékben érvényes Mongólia felsorolt tartományaira. Először vizsgáljuk meg, hogy a geoelektromos aljzat közzettanilag mivel azonosítható.

A magmás kőzetek közül leggyakoribb a gránit. Ennek ellenállását felszínközelségben (a felszíni „mállott” gránit alatt) és fúrásban sok alkalommal megmértük; általában 200–1000 ohmm ellenállásúnak bizonyult, a 2000 ohmm kiugróan magas értéknek számított. A gránit ellenállása néhol 130 ohmm-re is csökkent, de többszázézer km² nagyságú területen egyetlen egyszer sem fordult elő 100 ohmm-nél kisebb érték. Hasonló a helyzet az elég gyakori tömött bazalttal, a ritkábban jelentkező andezittel, riolittal, valamint a nem magmás kőzetek közül a tömött kristályospalákkal. Ellenállásuk alapján ezek nem választhatók el a gránittól, bár a rendelkezésünkre álló adatokból megállapítható, hogy a kristályos pala és bazalt statisztikusan valamivel kisebb, a riolit pedig valamivel nagyobb ellenállású a gránitnál.

A lényeg, hogy a 100 ohmm-nél nagyobb ellenállás valamennyi felsorolt kőzetre jellemző, és ez a földtani értelmezés alapja. Ezek a kőzetek ugyanis általában nem víztárolók. Bár kevés esetben az alaphegység repedésrendszerében is mélyítettek le sikeres fúrást, ezt azonban kivételnek kell tekintenünk. Az aljzatra mélyített fúrások kellő vízhozama mindig kétséges, a megfelelő repedések hiánya, vagy a repedés eltömődése miatt. Az elégséges mennyiségű, jó vízhozamú réteget nem itt kell keresni, ez az aljzatot borító laza üledékösszletben van. Ha ilyen fedőösszlet a lakott település közelében nincs, Mongólia jelenlegi települési viszonyainál egyszerűbb és olcsóbb a települést – még egy szamonközpontot⁵ is – a fúrással könnyen elérhető vízhez telepíteni, mint fordítva.

Eddig a tömött szövetű vulkáni kőzeteket vízkutatás szempontjából első közelítésben meddőnek tekintettük. Ha azonban részletesebben vizsgáljuk a kőzet tulajdonságait, kitűnik, hogy ez csak akkor érvényes, ha a kőzet ellenállása 100–200 ohmm-nél nagyobb, és vastagsága (a felszíntől számítva) meghaladja a 200 m-t (Mongóliában gyakoriak a nagykiterjedésű – több száz km²-es – bazalttakarók, amelyek alatt jól kimutatható a kis ellenállású üledékes rétegsor).

Az előbbiektől meg kell különböztetnünk a kisebb vastagságú bazalt takarókat és más, ritkábban előforduló vulkáni kőzeteket. Ezek korántsem tekinthetők víztárolás szempontjából eleve meddőnek, különösen ha repedeztek vagy hólyagos kifejlődésűek. Kedvező település mellett (pl. ha a takaró kőzet alatt vízzáró agyag települ és a repedések, hasadékok vízzel teltek), ezekből jelentős mennyiségű víz nyerhető. Ilyen helyeken különösen jól alkalmazható a geoelektromos kutatás, mivel a vízzel telített repedések következtében az egész kőzet ellenállása 30–80 ohmm-re csökken. A kőzet tehát elkü-

⁵ A legkisebb mongol közigazgatási egység.

löníthető a környező 100–200 ohmm-nél nagyobb ellenállású tömött (üdebb) kőzetektől, és megkülönböztethető a fekvő, vízzáró üledékes rétegektől is, mert ezek ellenállása 10 ohmm körül van.

1.22 Vízjárásra alkalmas, fedőösszlet jellegű kőzetek

A geoelektromos mérési eredmények vízföldtani értékelésének másik kulcsa, hogy a vízjárásra alkalmas, laza üledékes kőzetek ellenállása viszonylag alacsony: 10–70 ohmm. A geoelektromos aljzat és a laza üledékes fedőrétegek között lényeges ellenálláskülönbség van s ennek alapján a két összlet elkülöníthető egymástól. Vagyis a geoelektromos mérések módját adnak annak a két kőzetösszletnek térbeli meghatározására, amelyeknek a vízfúrás telepítésénél alapvető szerepük van.

Az üledékes fedőösszlet geoelektromos kutatásainál számolni kell egy Magyarországon sem ismeretlen, Mongóliában pedig főként a pleisztocén szárazföldi üledékekkel töltött medencékben gyakori sajátossággal: a fedőösszlet sűrűn rétegzett, általában 1–5 m vastagságú, agyag-homok-kavics rétegek váltakozásából áll. Az egyes összetevő rétegek önmagukban sem homogének, mikroszövetük szinte 10 cm-enként változik. Ezért a *felszíni ellenállásméréssel sohasem az összetevő rétegeket, hanem mindig a fedőben levő, vízzáró rétegekből álló összletet mutatjuk ki.* Az összletet helyettesítő „geoelektromos réteg” fajlagos ellenállása az összetevő vízzáró és vízjáró rétegek mennyiségi arányának és ellenállásának a függvénye (anizotrópia összefüggések). Geoelektromos kutatásnál ezt az eredő fajlagos ellenállást határozzuk meg, és amikor vízjáró vagy vízjárásra alkalmas geoelektromos rétegről beszélünk, ezen mindig a most meghatározott összletet értjük.

Az összleten belül rendszerint nem mutatható ki geoelektromos réteghatár, kivéve, amikor nagy fációs különbséggel találkozunk: pl. egy szinte kizárólag agyagból álló beltengeri összletre szárazföldi eredetű, uralkodóan homokos, kavicsos összlet települ.

Az elmondottak megszabják a felszíni geoelektromos víz kutatás geofizikai modelljét. Mongóliában nincs mód a tényleges vízjáró réteg mélységének és vastagságának közvetlen meghatározására. A mérések mindig a teljes üledékes összlet vastagságát határozzák meg, és a teljes összlet eredő fajlagos ellenállásának, valamint az ellenállás vízszintes irányú változásának ismeretében következtetünk arra, hogy az összlet tartalmaz-e vízjárásra alkalmas réteget? Ezt a modellt a gyakorlat igazolta: 25 fúrásból, amelyet 10 ohmm-nél nagyobb, de 70 ohmm-nél kisebb eredő ellenállású összletbe mélyítettek, 24 fúrás adott vizet.

Az üledékes fedőrétegek ellenállását összesen 600 alkalommal mértük meg. Ezek szerint a vízjáró üledékes összlet ellenállása leggyakrabban 10–70 ohmm (kivételesen 80–110 ohmm is előfordult). Az üledékes fedőösszlet megkülönböztetése az aljzattól még ebben az esetben sem okozott problémát, mert ilyenkor az aljzat ellenállása is nagyobb (500–1000 ohmm) volt (ez utóbbi összefüggés feltehetően nem törvényszerűség, inkább szerencsés véletlen).

A laza, törmelékes vízjárók bizonyos települési sajátosságai lényegesek a kutatásban. Pl. kisebb völgyekben az üledékes fedőösszlet ellenállása össze-

függésben van a völgyszéltől (medenceszéltől) való távolsággal. Hasonló jelenséget a későbbiekben az egyes szerkezettypusokkal kapcsolatban – részletesebben ismertetünk. Ezeknek a jelenségeknek és egyáltalában a szerkezet-typusoknak rendszerzése azért hasznos, mert ismeretükben nem csak a meddő fúrások aránya csökken, hanem az egész fúrási program gazdaságosabbá tehető: a fúrás egy adott területen olyan helyre kerül, ahol lemélyítése kevesebb költséget igényel, vagyis könnyen fúrható rétegsorban, viszonylag kis mélységben, nagy vízhozamot biztosít.

1.23 A 10 ohmm-nél kisebb ellenállású fedőösszlet sajátos szerepe

10 ohmm-nél kisebb ellenállású fedőösszlettel kutatásaink során ritkán találkoztunk. A rendelkezésünkre álló néhány adat szerint az ilyen összletek szinte kizárólag *agyagrétegekből* állanak, ezért vízfúrás telepítésére alkalmatlanok. Különleges eset, amikor *sós vízzel telt homokrétegek* találhatóak a rétegsorban; ez utóbbiak az agyaghoz hasonlóan kis ellenállásúak. Vízfúrás telepítésére azonban ezek sem alkalmasak, mert sótartalmuk rendszerint akkora, hogy a víz ívársra alkalmatlan.

1.24 Az alapvető kutatási modellnél nem tárgyalt kőzetek

Néhány kőzet viselkedése nem követi az eddig ismertett szabályokat. Ilyen elsősorban a *homokkő*, a *konglomerátum* és a *vulkáni tufa*. Ezek ellenállása szövetüktől és cementező anyaguktól nagymértékben függ. Pl. 10 ohmm ellenállású homokkő mellett előfordult 200 ohmm-es is. Laza homokkő és konglomerátum jó vízáadó lehet, hasonlóképpen a porózus tufa is. Tömött homokkőből viszont nem termelhető víz, amellet néha nehezebb átfúrni, mint a magmás kőzetet.

Ezek a kőzetek ellenállásuk szerint általában nem azonosíthatók. Nem lehetetlen azonban, hogy a környező, stabil ellenállású kőzetek elhelyezkedése alapján közvetve következtessünk rájuk.

Földtani értelmezésnél szinte leküzdhetetlen nehézséget okoz a vastag, tömött, harmadidőszaki vagy ennél idősebb *márga* felismerése; szerencsére ritkán fordul elő. Az eddigi tapasztalatok szerint nem tartalmaz vízáadó rétegeket. Ellenállása 20–70 ohmm, tehát egyezik a víztárolásra alkalmas fedőösszlet ellenállásával (lásd később a Bajan Cagan-i területet).

Nem beszéltünk eddig a különböző korú *mészkövekről* és *dolomitokról*. Ellenállásuk magas, a rendelkezésünkre álló néhány adat alapján 200–400 ohmm. Geoelektromosan aljzatként viselkednek. Vízfúrás lemélyítésére ilyen területen nem került sor, mert karsztosodásukra, töredezettségükre vonatkozóan adataink nem voltak.

1.3 Anizotrópia

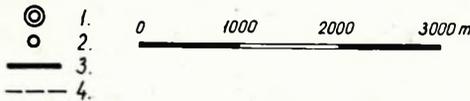
A geoelektromos aljzatot felépítő kőzetek közül a magmások általában izotrópok; anizotrópia koefficiensük egy. Anizotróp a kristályos pala, mivel azonban a víztároló fedőösszlet kutatásánál az aljzat anizotrópiájának nincs jelentősége, a koefficiens itt is egynek vesszük.

Az üledékes fedőösszlet erősen anizotróp, itt figyelemmel kell lennünk mind a *makro- és mikroanizotrópiára*, mind pedig az ún. *pseudoanizotrópiára*. Ezek, ill. kombinációjuk előfordulása sajátosan kapcsolódik a víztároló szerkezetek egyes típusaihoz. Részletesen a megfelelő fejezetben ismertetjük valamennyit.

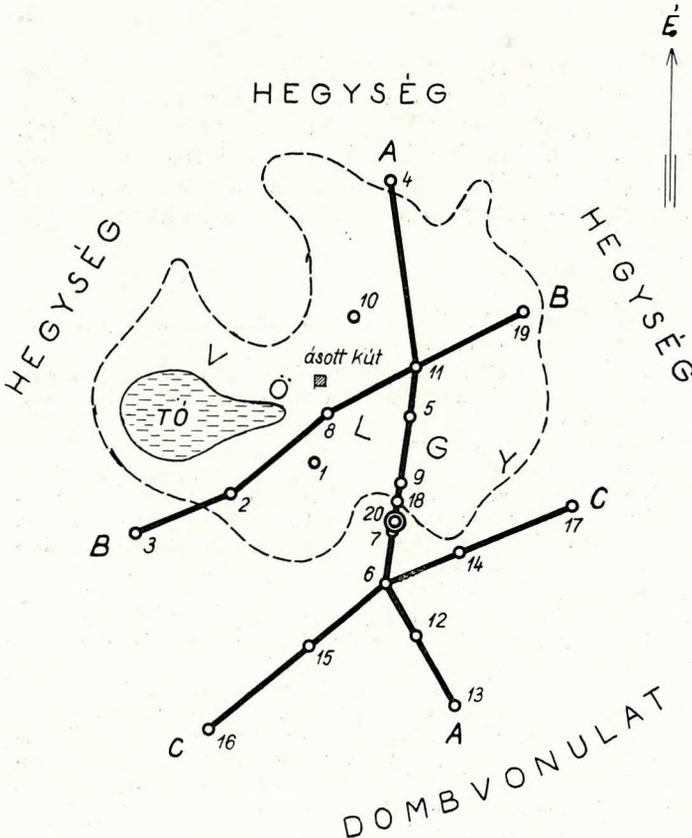
2. VÍZFÚRÁSRA ALKALMAS SZERKEZETEK

2.1 Hegységben fekvő kisebb medencék, völgyek

A mongol felvidék néhány km² kiterjedésű völgyeit övező hegységek 100–500 m-rel emelkednek a 800–1800 m magasan fekvő völgy szint fölé. A vizsgált területrészek az egész vidék lényegében magmás, metamorf kőzetekből áll. Ezek alkotják a völgyek peremét és talpát, azaz a völgyfenék laza üledékeinek aljátát is. Gyakori, hogy a völgyfenék legmélyebb részén sincs számottevő vastagságú laza üledék. A magmás, metamorf aljzat lényegé-



3. ábra. A mérések helyszínrajza Halsan szomonban
1. fúrás, 2. geoelektromos szondázás helye, 3. geoelektromos szelvényvonal, 4. völgyhatár



Фиг. 3. План работ в самоне Халзан
1 – скважина, 2 – места вертикального электрического зондирования, 3 – линии электрических профилей, 4 – границы долины

Fig. 3. Plan of the measurements in Halsan samon
1. Boring, 2. Site of geoelectric sounding, 3. Geoelectric profile, 4. Margin of the valley

ben a felszínen van. Vízfúrásra elsősorban azok a völgyek alkalmasak, ahol a fedőösszlet vastagsága legalább 50–80 m, kiterjedése 5–10 km². A völgy vízgyűjtő területének nagysága is fontos, kb. 10–30 km² a minimum, ez már biztosítja a porózus rétegekből kitermelt víz utánpótlását.

E területek jellemző példaként a *Halzan szamonban* (Szuhe-Bator tartomány) vizsgált völgy rétegtelepülési viszonyai említhetők. A völgy területe kb. 10 km² (3. ábra). Három oldalon hegység, D-en enyhén emelkedő dombok határolják. A hegység gránitból épül fel, helyenként bazalt intruziók járnak át. A gránit ellenállása 130–500 ohmm⁶ (4. és 5. ábra). Magában a völgyben és a D-i dombsorokon 20–60 ohmm ellenállású réteg borítja a gránitot, vastagsága 40–80 m. Ez a réteg nem a völgyben, hanem a D-i dombsoron a legvastagabb.

A mérési eredmények vízföldtani értelmezése. A 20–60 ohmm-es rétegnek megbízhatóan azonosított feltárása nincs. Mindenütt 2–10 m vastagságú „felszíni árnyékoló” réteg⁷ takarja. Az ellenállás számszerű értéke, valamint a települési forma alapján számos rétegből álló üledékes összletnek értelmeztek, amelyben bő vízhozamú tárolóréteg nagy valószínűséggel feltételezhető.

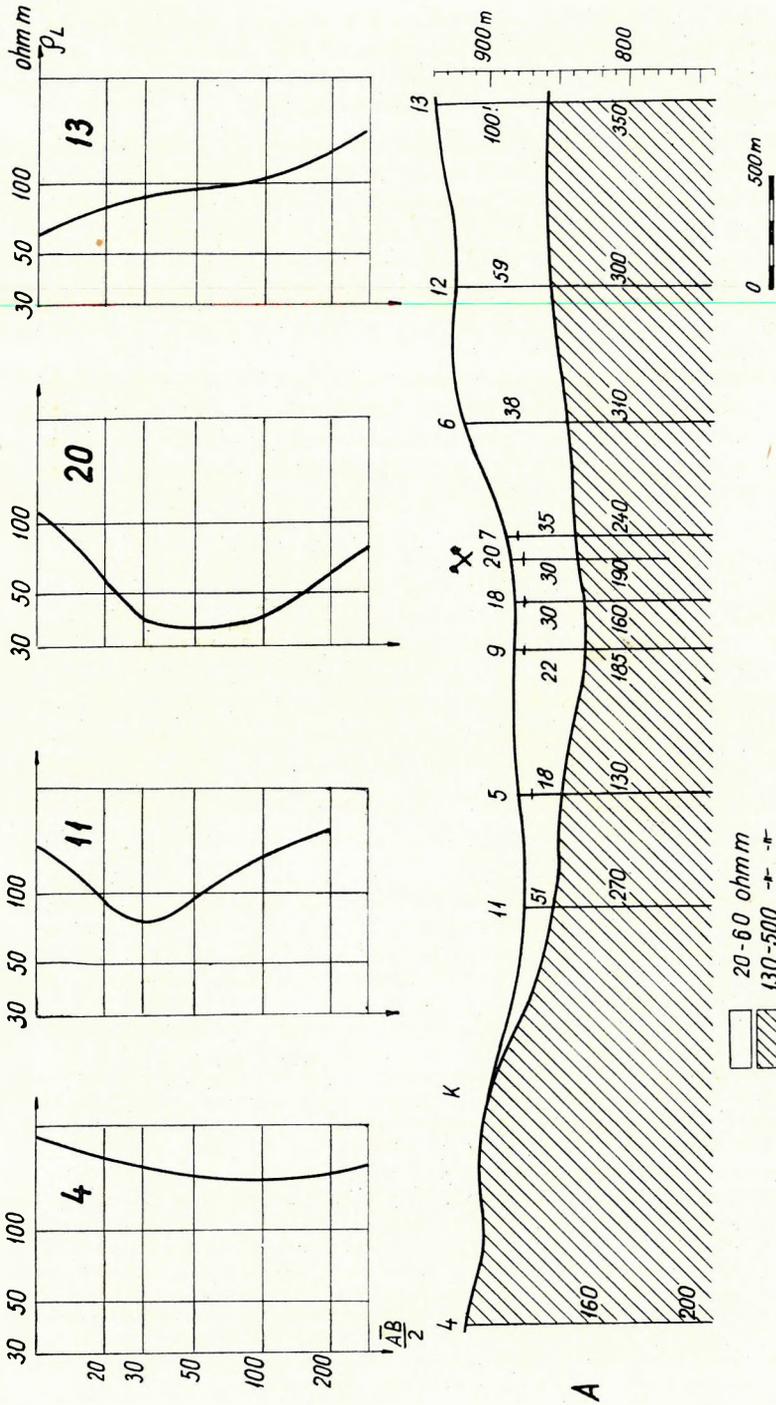
Fúrás telepítésére morfológiailag legalkalmasabb hely a völgy 8-as és 11-es pontja közötti rész. A geoelektromos aljzat ismeretében azonban (4. ábra) célszerűbb a fúrást a 20-as pontra telepíteni. A fúrás telepítésénél figyelmet érdemel ugyanis a 20–60 ohmm-es rétegösszlet ellenállásának vízszintes irányú változása. Ha ezt az „A” rétegszelvény mentén vizsgáljuk, azt látjuk, hogy a bemélyedés fölött, az 5. jelű ponton legkisebb az összlet ellenállása (18 ohmm). É felé az ellenállás növekszik. Az ellenállás változása kapcsolatba hozható az üledékképződés menetével. A bemélyedés fölött lencsés, iszapos homokrétegek várhatók, míg a völgy É-i részén – ahol még nagy volt az időszakos vízfolyá-

⁶ A leggyakrabban előforduló ellenállás értékek alsó és felső határa; nem tartalmaz némely kiugró, az egész rétegre nem jellemző értéket.

⁷ A „felszínközeli árnyékoló” réteg Mongóliában majdnem mindenütt előfordul és a geoelektromosan kimutatott rétegek földtani értelmezését nagymértékben megnehezíti. A már említett két típusa különböztethető meg.

Az egyik a Góbi sivatagra jellemző, általában 2–20 m vastag, s annak a teljesen kiszáradt sivatagi homok, ritkábban humuszrétegnek felel meg, amely a talajvíz nyílt kapilláris szintje fölött helyezkedik el. Ellenállása erősen változó, száraz időszakban többszáz ohmm, esős évszakban, egy-egy zivatar után viszont néhány 10 ohmm-re is csökkenhet. Itt jegyzendő meg, hogy a mélyebben fekvő üledékes rétegek nem rendelkeznek ilyen tulajdonsággal, ellenállás-stabilok és éppen ez a megbízható földtani azonosítás alapja.

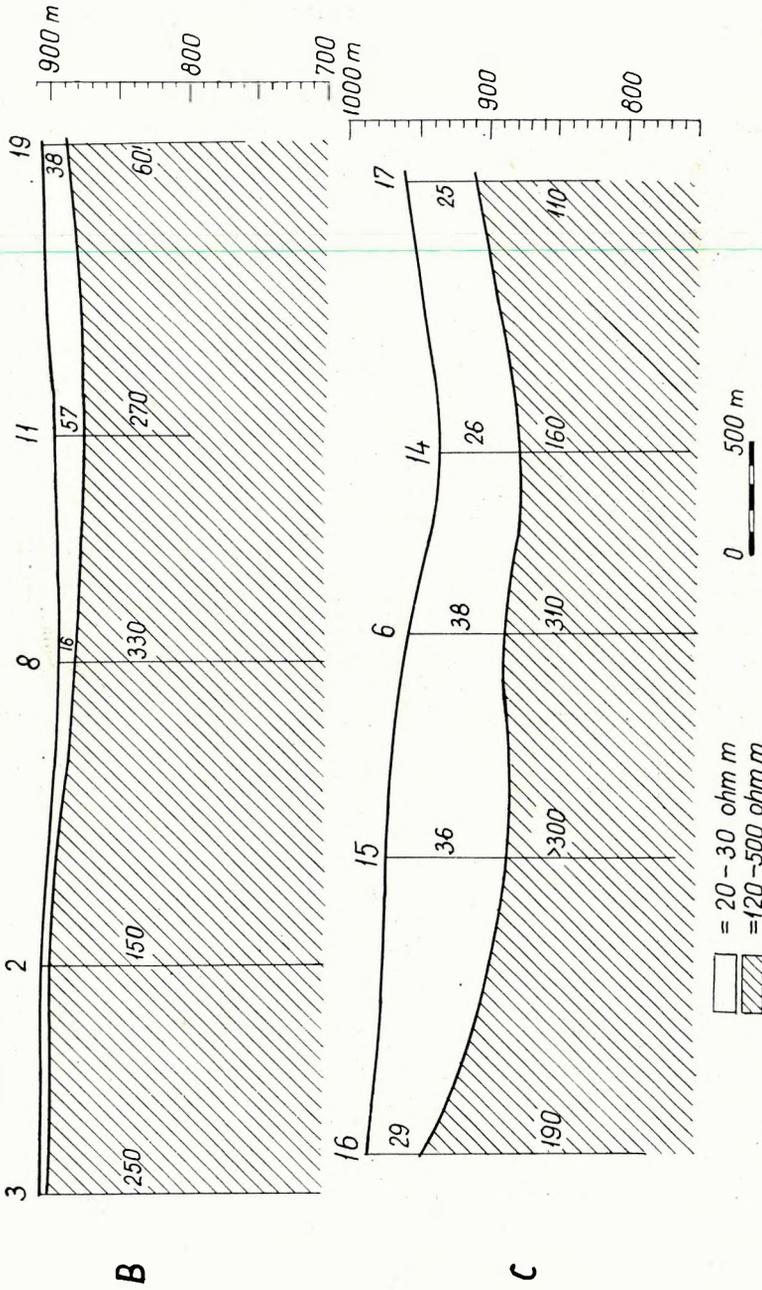
A „felszínközeli árnyékoló” réteg másik típusa F és K Mongóliában fordul elő, olyan területen, ahol az évi középhőmérséklet 0 °C alatt van. Ilyen helyen az általában 10–25 m vastagságú, egész évben fagyott állapotban levő réteg található, amely télen a felszínig terjed, nyáron pedig 1–3 m mélységig megolvad. Ennek a fagyott rétegnek ellenállása szintén néhány száz ohmm. Az előbb ismertetett „árnyékoló réteggel” szemben ellenállásstabil. Földtani felépítése általában megegyezik az alatta fekvő, nem fagyott üledékes rétegekével. Rotary fúrással ez a megfagyott réteg nem mutatható ki, mert a fúrólyuk körzetében a meleg öltetőiszap és a fúrófej súrlódása miatt felolvad. Éppen ezért ilyen területeken fokozott jelentősége van a geoelektromos méréseknek, mert a réteg fagyott szerkezete miatt vízkitermelésre nem, vagy alig alkalmas, viszont az alatta fekvő rétegekből nagymennyiségű víz termelhető.



4. ábra. Halszan szamonban mért „A” geoelektromos rétegszelvény, néhány jellemző szondázási görbe

Фиг. 4. Электрический разрез „А”, полученный в районе самона Халзан с некоторыми характерными электрическими кривыми

Fig. 4. Geoelectric section “A” measured in Halsan samon with several characteristic curves of deep sounding



5. ábra. „B” és „C” rétegszelvény (Halzan)

Фиг. 5. Разрез „B” и „C” (Халзан)

Fig. 5. Sections „B” and „C” (Halzan)

sok szállítási energiája – durvább törmelékre kell számítani. Ezért került a fúrás a bemélyedés É-i oldalára, a 20 jelű pontra, ahol az üledékes összlet közepes ellenállású (30 ohmm). Itt lehet legkevésbé számítani iszaposodásra, vagy a fúrást nehezítő durva törmelékre.

A fúrás helyén az aljzatot a geoelektromos mérések $48 \text{ m} \pm 10\%$ mélységben mutatták ki. A lemélyített fúrás 45 m-ben bazaltot ért (6. ábra), amely valószínűleg telér a gránitban, tehát aljzat. A 20–60 ohmm-es rétegsor helyén a fúrás nagyrészt durva közettörmelékés agyagot harántolt. 42–45 m mélységben homok és durva közettörmelék jelentkezett, amely vízáradónak bizonyult. A fúrás vízhozama 150 liter/perc.

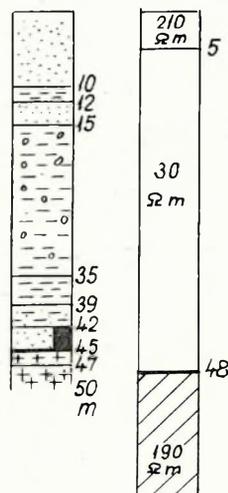
A halzanihoz hasonló völgyek Mongóliában sok helyütt találhatók s az egyik leggyakrabban előforduló, vízfúrásra alkalmas szerkezetet képviselik. A geoelektromosan vizsgált területek 26%-a (16 terület) volt ilyen. A telepített fúrások eddig minden esetben eredményesnek bizonyultak, leggyakoribb vízhozamuk 30–80 liter/perc, kivételesen 200 liter/perc. Ez a mennyiség Mongóliában, különösen a sivatagos részen, szokatlanul nagy vízhozamnak számít. A vízáradó rétegek mélysége általában 30–40 m, néhol a mélység eléri a 70 m-t is. Rendszerint jóval az aljzat fölött találtak több vízáradó réteget is, ritkán volt szükség arra, hogy a fúrást egészen az aljzatig mélyítsék le s az aljzat fölött majdnem mindig megtalálható törmelékből termeljék a vizet.

Az említett völgyekben a geoelektromos kutatás könnyen elvégezhető és az eredmények jól szemléltetik a földtani viszonyokat. A felszíni árnyékoló réteg kivételével az egész üledékes összlet egy geoelektromos réteg, amelynek ellenállása 20 ohmm-nél ritkán kisebb és a 80 ohmm-t rendszerint nem haladja meg. Az aljzat ellenállása ennél nagyságrenddel nagyobb, leggyakrabban 300–1000 ohmm. A két közeg határán jelentkező nagy ellenálláskülönbség lehetővé teszi, hogy az üledékes rétegsor vízszintes és mélységbeli kiterjedését az ellenállásméréssel elérhető maximális pontossággal határozzuk meg.

A 4. ábra néhány mélységi szelvénygörbét ábrázol a Halzan-i területről. A torzulásmentes görbék jól szemléltetik a nagy ellenálláskülönbséget, amely teljesen egyértelművé teszi a görbék analitikus értelmezését. A 4-es görbét a völgyet határoló hegységben mérték olyan helyen, ahol a gránit a felszínen van. A 11-es görbe a völgy topográfiai mélypontján jellemzi a talaj összetételét; itt már vékony törmeléktakaró borítja a gránitot. A 20-as görbét (7. ábra) pedig a terület D-i részén elhelyezkedő dombvidéken mérték, ahol vastag, de nagy ellenállású üledék borítja az aljzatot.

A magas hegységek völgyeiben nyert geofizikai adatok földtani értelmezése tehát nem okoz különösebb nehézséget; a víztároló (20–80 ohmm-es) rétegsor

fúrási geoelektromos szelvény szelvény

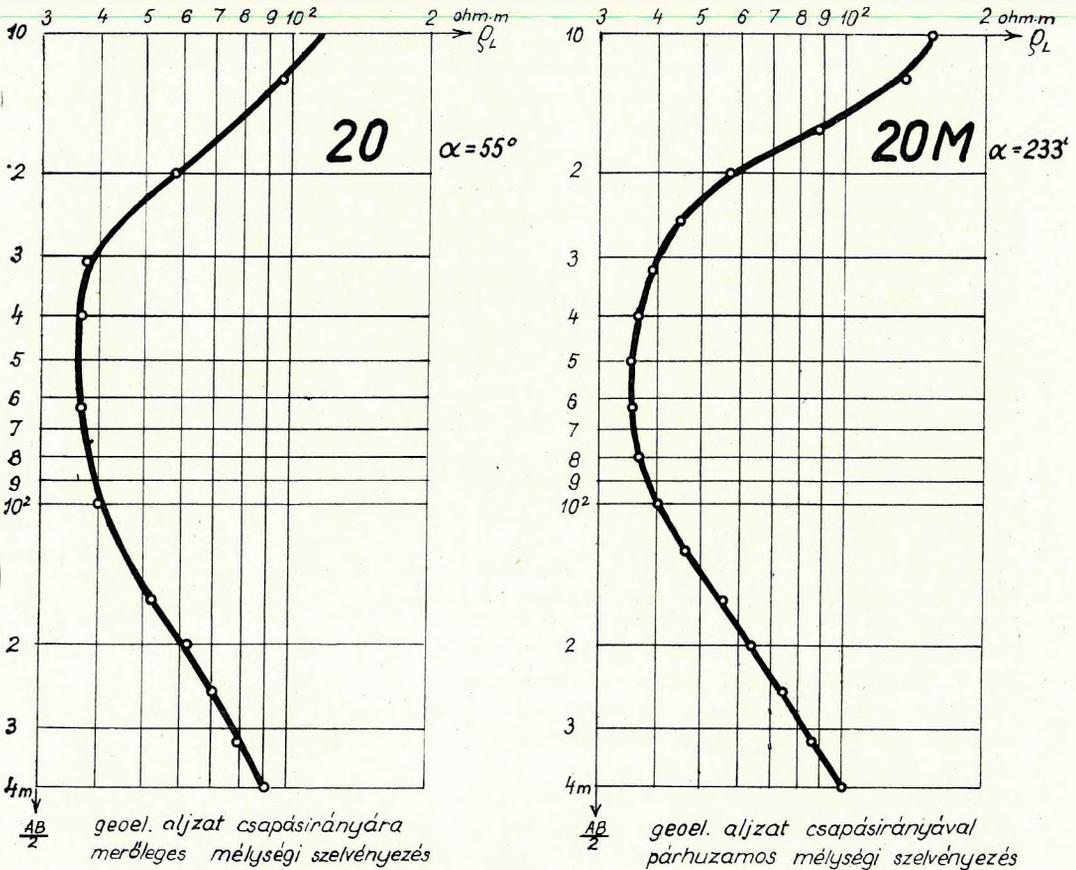


6. ábra. A Halzan-i fúrás földtani szelvénye

Фиг. 6. Геологический разрез Халзанской скважины

Fig. 6. Geological column of drilling at Halsan

ellenállása alapján könnyen felismerhető. Ha a talajvíztároló rétegsor ellenállása viszonylag magas, pl. 80 ohmm, akkor az aljzat ellenállása is magas, általában 500–1000 ohmm; a két kőzet „földtani” szétválasztása tehát nem okoz problémát. Az eddigi tapasztalatok szerint, ahol az üledékes rétegsor ellenállása nem haladja meg a 20–40 ohmm-t, ott az eruptívum vagy kristályos pala ellenállása is viszonylag csekély (100–150 ohmm). Ha valamely területen laterálisan megváltozott az aljzat ellenállása, ez sohasem akadályozta a víztároló üledékes rétegsor elválasztását a kristályos aljzattól.



7. ábra. A fúrásponton mért szondázási görbék (Halsan)

Fig. 7. Кривые, полученные на месте скважины (Халзан)

Fig. 7. Curves of deep sounding measured on the point of drilling (Halsan)

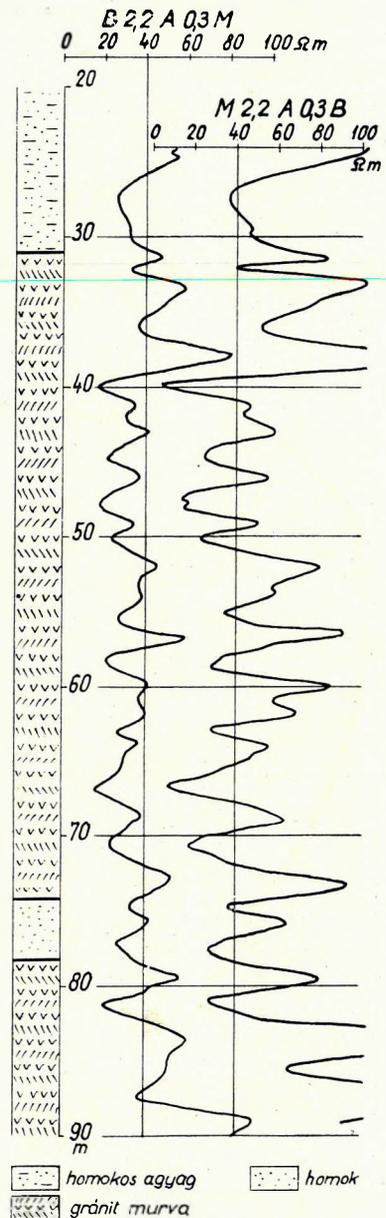
A víztárolásra alkalmas rétegsor túlnyomórészt agyagból és durva kőzet-törmelékés agyagrétegből áll. Ezek közé ágyazódnak a viszonylag vékonyabb homok-, kavicsrétegek. Tufa, homokkő, konglomerátum, összecementezett görgeteg sem ritka. A homokkő és a konglomerátum általában lazább és jó

vízadó. Az összecementezett görgeteg tömött változatban is előfordul: átfúrása komoly nehézséget jelent.

Vízfúrás telepítésére – a települési viszonyoktól is függően – az a rétegsor a legalkalmasabb, amelynek ellenállása 20 ohmm-nél nagyobb, de a 40 ohmm-t nem haladja meg. Az eddigi tapasztalatok szerint az ilyen rétegsorban az agyagrétegek mellett számos víztárolásra alkalmas réteg (homok, kavics, stb.) van, nagyobb vastagságú kemény kőzetre, pl. az említett összecementezett görgetegre viszont nem kell számítani.

Meg kell azonban jegyezni, hogy az ellenállás számszerű értékéből nem szabad túlzott következtetéseket levonnunk a rétegsor víztároló képességére vonatkozóan. Egy alacsony ellenállású rétegsor ellenállásának növekedése ugyanis nem szükségképpen jelent agyagrétegek közé települt nagyobb számú homok-kavics réteget. *Erdene Szant* szamongban (Uburhangaj tartomány, hegyvidék) a fúrás helyén az üledékes rétegsor ellenállása 67 ohmm, *Gurvan Cajhan* szamongban (Közép-Góbi tartomány, síkvidék) 26 ohmm. A két fúrás viszont csaknem egyforma rétegsort harántolt, amelyben az összes vastagság 90%-át agyag, 10%-át homok (kavics) rétegek tették ki. A jelenség oka valószínűleg az, hogy a völgyek üledékes rétegsorában – a környező hegységből – nagyobb mennyiségű törmelék gyűlik össze. Ez a törmelék önálló víztermelésre nem alkalmas réteg, hanem az agyagba ágyazódva megnöveli az egész rétegsor ellenállását. Erre a jelenségre főképpen a völgyoldalak közelében – tehát a hegyoldalról lefelé irányuló törmelék mozgás elsődleges gyűjtőhelyénél – kell tekintettel lennünk.

A 20–80 ohmm ellenállású összetett *anizotrópiája* nagyobb a Magyarországon észlelt általános értéknél. Ennek oka a már ismertetett sajátosság, amely szerint a rétegsor sok, viszonylag vékony és egymástól eltérő ellenállású rétegből áll. Ez vonatkozik olyan összletre is, ahol az egész rétegsor döntő többségét agyag alkotja (pl. *Erdenezant*-ban). Az agyagba ágyazott tör-



8. ábra. A Darhanhán-i fúrás karottázs-szelvénye

Фиг. 8. Каротажная кривая скважины, пробуренной в Дарханхане

Fig. 8. Geoelectric log of the Darhanan well

melék ugyanis változó mennyiségű, ezért az egyes agyagrétegek ellenállása is eltérhet egymástól.

A felszíni ellenállásméréseknél egyréteggként jelentkező üledékes összlet egyes rétegeinek különböző ellenállását (és ennek eredményeképpen az egész rétegsor várható nagy anizotrópiáját) a mélyfúrás geofizikai vizsgálatok is határozottan jelzik. Pl. a *Darhanhán-i* fúrás (Szuhe Bator tartomány) üledékes rétegsorában a karottázs mérések 25 m és 90 m között csaknem 40 különböző ellenállású réteget mutattak ki (8. ábra).

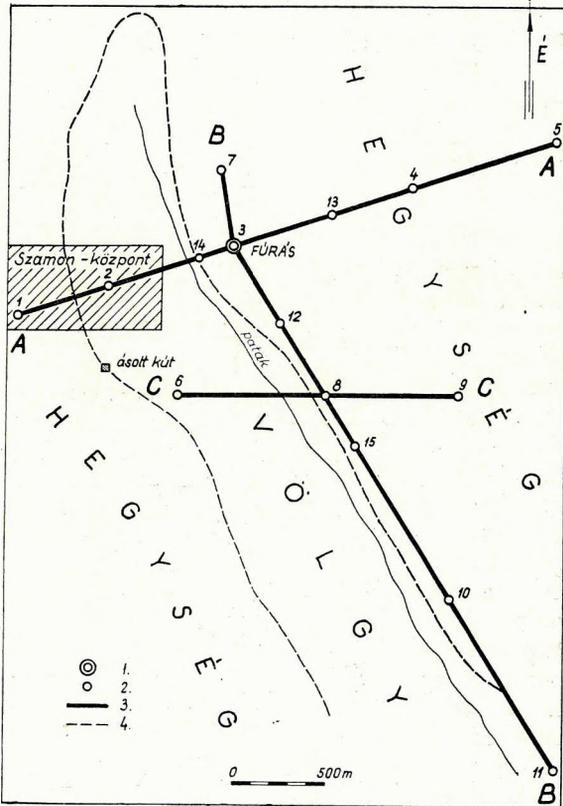
Az anizotrópia számszerű értékét az üledékes rétegsor elméleti m vastagsága, valamint a fúrásból meghatározott, s szükség szerint karottázs mérésekkel helyesbített h vastagság ismeretében határozták meg ($\lambda = \frac{m}{h}$ vagy mélység-

adatokkal számolva $\frac{M}{H}$).

A Halzan-ihoz hasonló völgyekben ilyen számításra ritkán volt mód, mivel a fúrás általában nem mélyítették le az aljzatig. Összesen három adat áll a rendelkezésünkre: Bujan Hudug, Halzan és az üledékes rétegsor korlátozott vízszintes irányú kiterjedése miatt nem teljesen megbízható Arvaj Here. Ezek alapján $\lambda = 1,48$; $1,60$ és $1,30$. Ezen kívül további három fúrás megközelítette a geoelektromosan kimutatott aljzatot. Ezeknek adatai azt mutatják, hogy λ értéke $1,9$ -nél lényegesen kisebb. Végeredményben az üledékes fedőösszlet ($20 - 80$ ohmm ellenállású geoelektromos réteg) anizotrópiájának legvalószínűbb értéke:

$$\lambda = 1,50 \pm 10\%$$

Az eddigiekben olyan területekkel foglalkoztunk, amelyek vízfúrás telepítésére – mongol viszonyok között – a legjobbnak minősíthetők. Ha mód van rá, a fúrás ilyen helyre kell telepíteni. Sokszor előfordul azonban, hogy valamilyen ok



9. ábra. A mérések helyszínrajza Baján Barat szamóban

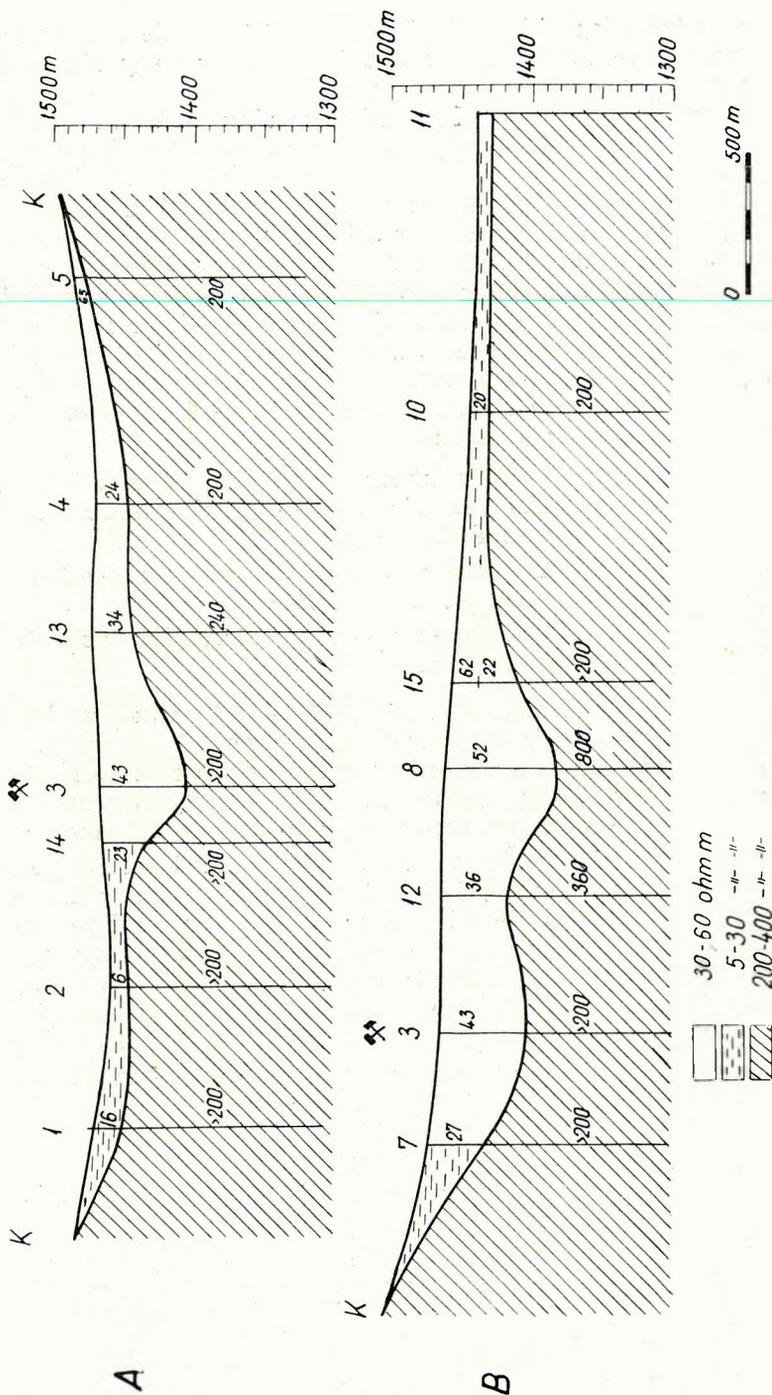
1. fúrás, 2. geoelektromos szondázás helye, 3. geoelektromos szelvényvonal, 4. völgyhatár

Фиг. 9. План работ в самоне Баян Барат

- 1 – скважина, 2 – место вертикального электрического зондирования, 3 – линия электрического профиля 4 – границы долины

Fig. 9. Plan of measurements in Bayan Barat samon

1. Boring, 2. Site of geoelectric sounding, 3. Geoelectric profile, 4. Margin of the valley



10. ábra. Geoelektromos rétegszelvények (Баян Барат)

Фиг. 10. Электрические разрезы (Баян Барат)

Fig. 10. Geoelectric sections (Bayan Barat)

miatt a fúrást kedvezőtlen földtani viszonyok között kellett lemélyíteni. Pl. már kiépült szamonközpontban volt a fúrásra szükség, vagy bánya vízelátását kellett megoldani.

Ilyen a *Bajan Barat-i* völgy (Központi tartomány; 9. ábra), amely jó példa arra, hogy bizonyos esetekben egészen kis kiterjedésű üledékes rétegek is biztosíthatják a víztermelést. A völgyet határoló gránit és kristályos pala ellenállása 200–400 ohmm. Vízfúráshoz számításba vehető üledékes rétegösszlet csak a völgyoldalban található, ellenállása 30–60 ohmm. Itt az aljzat két kisebb bemélyedést alkot (10. ábra). Az egyik a 3-as pontnál, a másik a 8-as pontnál a legmélyebb. A két bemélyedést a 12-es pontnál elhelyezkedő földalatti gát választja el egymástól. A fúrás a 3-as pontra került (a szamonközponthoz ez feküdt közelebb) annak ellenére, hogy itt a vízfúráshoz alkalmas üledékes rétegsor mindössze 0,8 km² kiterjedésű. A telepítést a következők indokolják:

- A fúrás kísérlet volt, elsősorban a vízszintes irányban kis kiterjedésű rétegösszlet vízhozamának vizsgálatára.
- A rétegsor vastagsága vízszintes kiterjedéséhez viszonyítva nagy: 65 m.
- A völgynek kb. 250 km² nagyságú vízgyűjtő területe van.

A lemélyített fúrás 33,6–36,2 m mélységben hártolt vízáadó réteget, a vízhozam 47 liter/perc. A fúrásban az átlagosnál keményebb kőzetek jelentkeztek: kőzettörmelékés agyag, kavics és konglomerátum. A vízáadó réteg laza konglomerátumból állt (11. ábra).

Bajan Barat szamonban az üledékes rétegösszletnek megfelelő 30–60 ohmm-es geoelektromos réteg vízszintes irányú kiterjedése korlátozott. Ilyen helyen a szondázási görbe alakja fokozottan függ a szondázás azimut szögének megválasztásától. Pl. a 3-as ponton két szondázást végeztek, egyet a B vonal irányában, másikat az A vonal irányában (12. ábra).

A „B” vonal irányában kapott mélység (ill. vastagság) adatok:

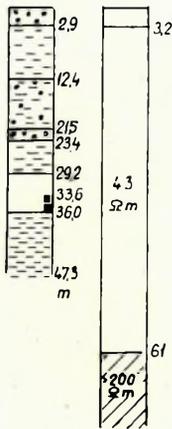
$$M_3 = 97 \text{ m}; H_3 = 65 \text{ m}$$

Ugyanez az „A” vonal irányában mérve:

$$M_3 = 84 \text{ m}; H_3 = 56 \text{ m}.$$

Az eltérés tekintélyes, annak ellenére, hogy a két görbe olyan szabályos lefutású, mintha elméleti összefüggések alapján, ideális modellre számították volna. A „B” vonal irányában kapott mélység a helyesebb, bár a fedőréteg korlátozott vízszintes irányú kiterjedése miatt feltehetően még ez is kisebb a

fúrási geoelektromos
szelvény szelvény



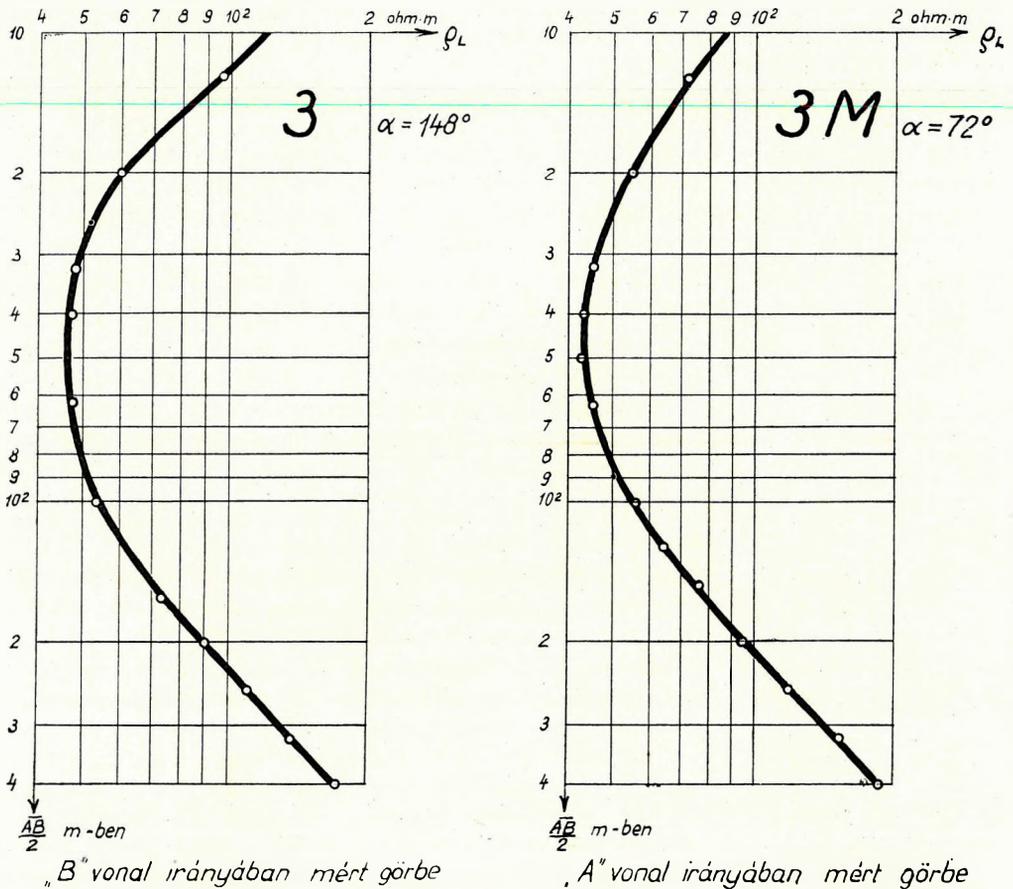
11. ábra. A Baján Barat-i fúrás vázlatos földtani szelvénye

Фиг. 11. Схематический геологический разрез Баян-Баратской скважины

Fig. 11. Geological column of the Baján Barat drilling

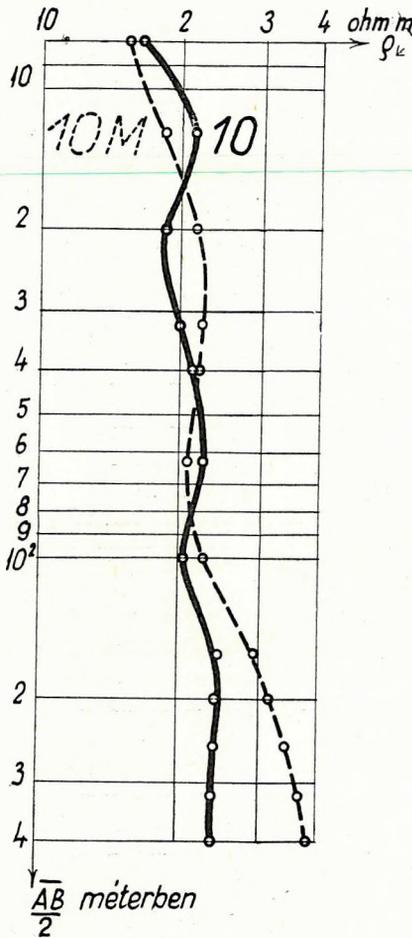
valóságnál. Ez a példa is alátámasztja a két, vagy több irányú szondázások szükségességét.

Hegyvidéken fekvő völgyekben gyakori a görbék „szabálytalan jellegű” torzulása különösen tektonikailag zavart területen; az ilyen torzulások azon ban



könnyen felismerhetők. Példának tekintsük a *Lusz* szamonközpontban mért 10-es görbét (13. ábra). A látszólagos ellenálláskülönbségek teljes egészében az üledékes összlet inhomogenitásainak, ill. meredek dőlésű határfelületeknek tulajdoníthatók; világosan jelzik ezt az ugyanezen ponton, egymásra merőlegesen mért két szondázás adatai (lásd a 10 és 10 M jelű görbét). A „10 M” gör-

béből kb. 70 m mélységben meghatározott határfelület egyértelműen ún. „fantom” felületnek minősíthető, amelyre földtani következtetést nem szabad építeni.



13. ábra. Azonos ponton, egymásra merőleges irányban mért szondázási görbék (Lusz)

Fig. 13. Кривые ВЭЗ, полученные в одном и том же пункте в перпендикулярных между собой направлениях (Лус)

Fig. 13. Curves of deep sounding measured on the same point in mutually perpendicular direction (Lus)

2.2 Nagyobb medencékben, síkvidéken fekvő területek

A medencék igen változó kiterjedésűek, területük leggyakrabban néhány ezer km², de olykor a több tízezer km²-t is eléri. Felszínük általában sík, helyenként 5–50 m relatív magasságú dombok találhatóak. Vízföldtani vonatkozásban a nagyobb medencéket két csoportra kell bontanunk.

Egyrésztükön a jelenlegi medencehatár megfelel az ősföldrajzi határoknak. Ezek a lefolyástalan medencék egészen fiatal korúak, rendszerint csak a pleisztocénben alakultak ki. A medence üledékösszlete szárazföldi származású: időszakos vízfolyások hordaléka, kisebb tavak üledéke. A medencét határoló hegység enyhén lejt a medence felé, lejtését a felszín alá süllyedve sem változtatja meg, ennek következtében a medence laza üledékösszlete alatt a szilárd aljzat széles teraszt alkot. Vízfúrás telepítésénél a szegélytől több km távolságban is tekintettel kell lennünk a medencealjzat mélységére, szerkezeti elhelyezkedésére.

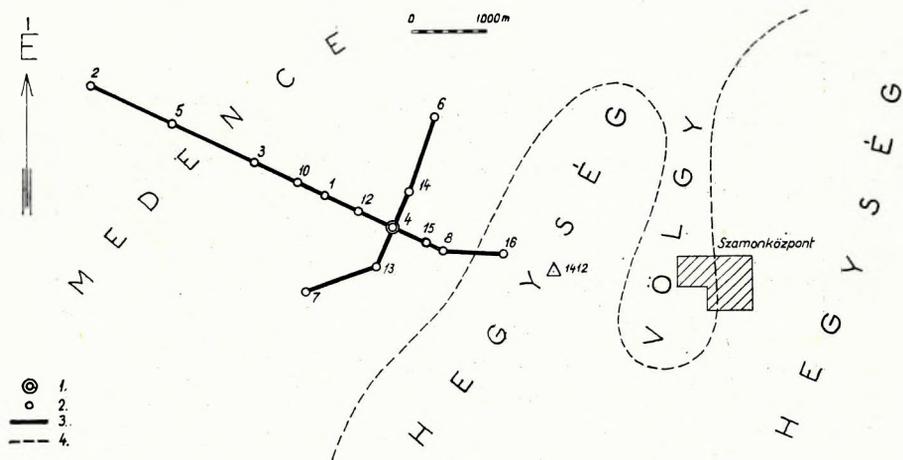
A másik csoportnál a peremhegység meredeken süllyed a felszín alá és éles vetővel határolja a medencét. Ilyen helyen legtöbbször pleisztocénnál idősebb kitöltésű süllyedéssel van dolgunk, ahol a morfológiai medencehatár nem esik egybe az egykori üledékgyűjtő határával. Magában a medencében – szárazföldi képződmények mellett – rendszerint sokszáz méter vastagságú beltengeri üledékösszlet is található. A medencét határoló vetődés gyakran csaknem függőleges sík, ennek következtében a medence üledékes rétegsora már a hegy lábától egy-két száz méterre, több száz méter vastagságú. Az itt telepített fúrásnál a medencealjzat elhelyezkedésére (kivéve a vető helyét) nem

kell tekintettel lennünk, mivel azt nagy mélysége miatt a fúrással úgysem érhetjük el.

Hasonlóképpen érdektelen a medencealjzat elhelyezkedése *medencék középső részén* telepített vízfúrásnál, ha az a fúrás 200 méteres hatómélysége alatt van. A „terasz jellegű” modellnél a geofizikai kutatás célja elsősorban a medencealjzat pontos elhelyezkedésének meghatározása. „Vetődéses szerkezetnél”, illetve medence középső részén a kutatásnak más a feladata. Itt részben az üledékösszlet ellenállásának meghatározása, az ellenállás vízszintes irányú változásának jellege alapján következtethetünk az üledék víztároló képességére, másrészt az üledékösszleten belül esetleg kimutatható geoelektromos határfelület elhelyezkedése jelzi a víztároló szerkezetet.

2.21 A „terasz típusú” modell

A *Cagan Delger-i* medence (Közép-Góbi tartomány, 14. ábra) földtani felépítése jellemző erre.



14. ábra. Helyszínrajz a Cagan Delger-i mérésekről

1. fúrás, 2. geoelektromos szondázás helye, 3. geoelektromos szelvényvonal, 4. völgyhatár

Фиг. 14. План работ в районе Цаган Делгер

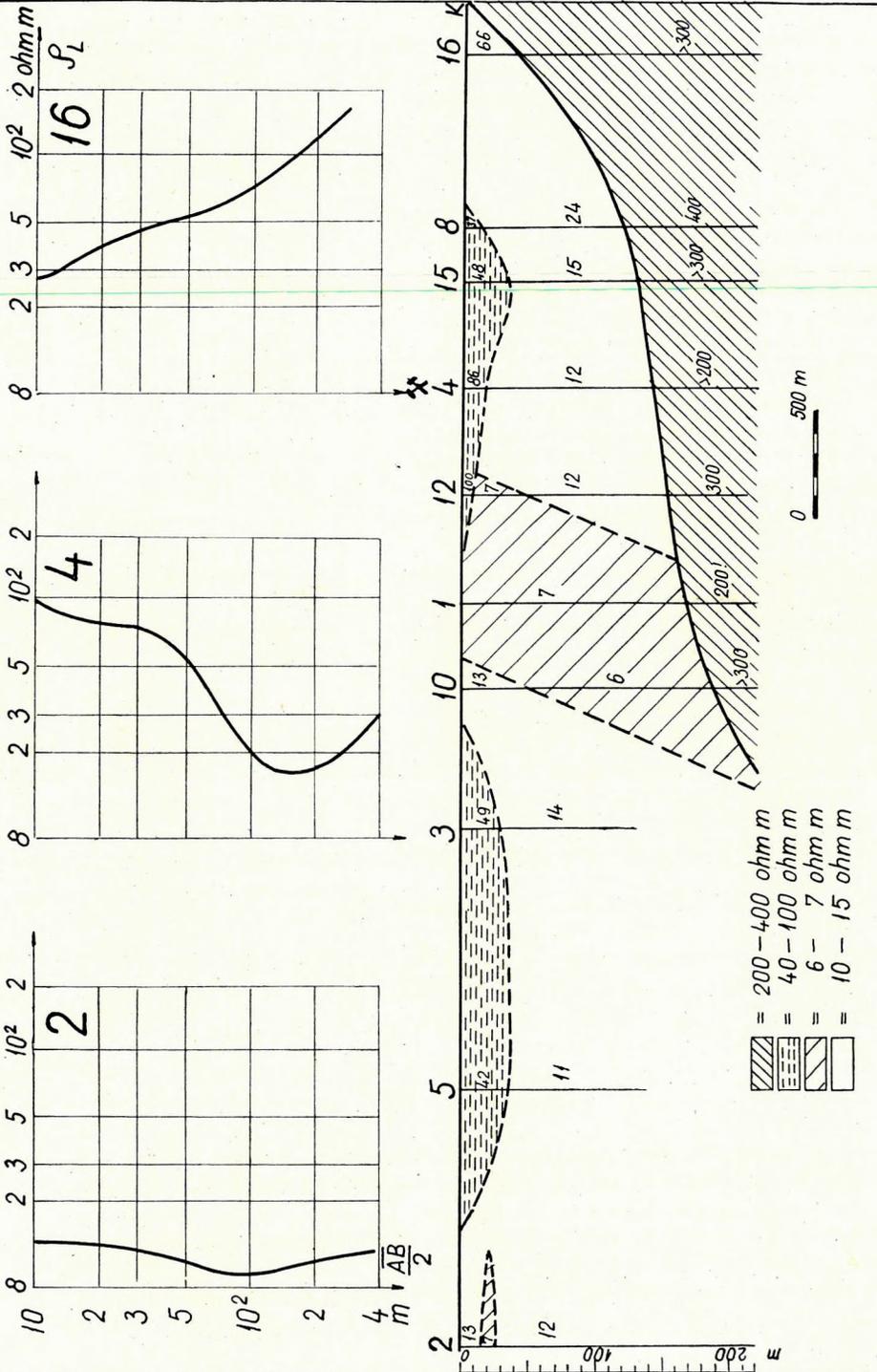
1 — скважина, 2 — место электрического зондирования, 3 — линия электрического профиля, 4 — границы долины

Fig. 14. Plan of measurements at Tzagan Delger

1. Boring, 2. Site of geoelectric sounding, 3. Geoelectric profile, 4. Margin of the valley

A szamanközpont a magmás perem hegység egy kisebb völgyében fekszik, a tulajdonképpeni medence a falutól néhány km távolságban kezdődik. A völgy vízfúrás telepítésére alkalmatlan. Geoelektromos méréseket a medencében a peremhegység vonulatára merőleges szelvényvonal mentén végeztek, valamint a hegységgel párhuzamosan (15. ábra).

A hegységben és a medencében az eruptivum ellenállása 200 – 400 ohmm. A 16-os ponttól K-re az eruptivum a felszínen van, Ny-ra a felszín alá süllyed



15. ábra. A Sagan Delger-i terasz jellegű modell néhány jellemző szondázási görbével
 Фиг. 15. Модель геологического строения района Цаган Делгер типа террасы, с некоторыми характерными электрическими кривыми
 Fig. 15. Terrace type model of Tzagan Delger with several characteristic curves of deep sounding

s fokozatosan egyre mélyebbre kerül. A medencében 3 km-es szakaszon 100–200 m mélységben csaknem vízszintes teraszt alkot és csak ezután süllyed mélyebbre. A magmás aljzattól – az ellenállás szerint – élesen elütnek a változatos, lencses településű medenceüledékek. A nagykiterjedésű, 10–15 ohmm ellenállású összletben lencseszerűen helyezkedik el egy 6–7 ohmm és egy 40–100 ohmm ellenállású réteg. A medenceüledékek vastagsága az aljzat süllyedésének megfelelően növekszik: a 16-os ponton 43 m, a 4-esen 140 m, a 2-esen pedig már 210 méternél nagyobb.

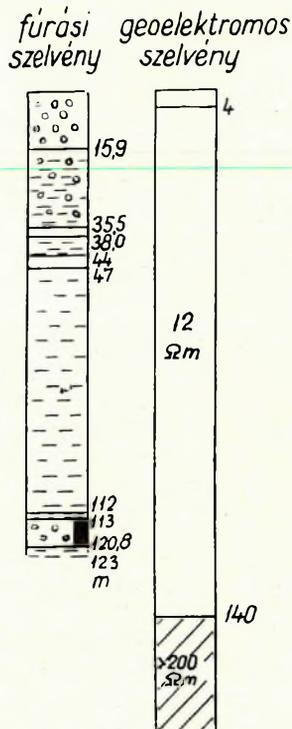
A mérési eredmények vízföldtani értékelése. A medence üledékek ellenállásának változása agyagtartalmukkal hozható összefüggésbe. Ellenállásértéke alapján a 10–15 ohmm-es geoelektromos réteget olyan üledékes összletnek értelmezték, amely uralkodóan agyagból vagy agyagos rétegekből áll, és amelyben csak csekély vastagságú víztermelésre alkalmas porózus rétegek várhatók. Fúrás telepítésénél ügyelni kellett a 6–7 ohmm ellenállású, vízzárónak feltételezett betelepülés elkerülésére.

Az elmondottak figyelembevételével a fúrás a 4-es pontra került. A medencealjzat (geoelektromosan meghatározott) 140 m \pm 15%-os mélysége itt biztosítja egyrészt a fedőösszlet elegendő vastagságát (a fúrás eléri a medencében mélyebben várható vízadó szintet), másrészt – ennek hiányában – a 200 m hatómélységű fúrás elérheti a magmás aljzatot, ill. az erre települő (ún. optimális vízadó) törmelékes szintet.

A lemélyített fúrás (16. ábra) 113–121 m mélységben harántolt 100 liter/perc vízhozamú kavicsréteget. Az átfúrt rétegek összes vastagságának 80%-át agyag, tufás-kavicsos agyag tette ki, 20%-a homok és kavics volt. A 100 méternél kisebb mélységben fekvő homok és kavicsrétegeknek nem volt kimutatható víztartalma.

2.22 A peremhegység alkotta „vetődéses szerkezet”

A modell típusaként *Deren szamon* (Közép-Góbi tartomány) környéke említhető. A település 1400 m tszf. magasságú hegylánc keleti oldalán, közelítően 100 km² nagyságú medence szélén fekszik (17. ábra). A hegylánc paleozoós gránitból áll; a gránit a felszínen, ill. néhány m vastag málladék, lejtőtörmelék alatt van. Ellenállása 100–250 ohmm (18. ábra). A szamonközpont területén a gránit meredek vetővel 200 méternél nagyobb mélységbe süllyed; a vetőtől K-re már csak a medence üledékes rétegei mutathatók ki. Ezek két

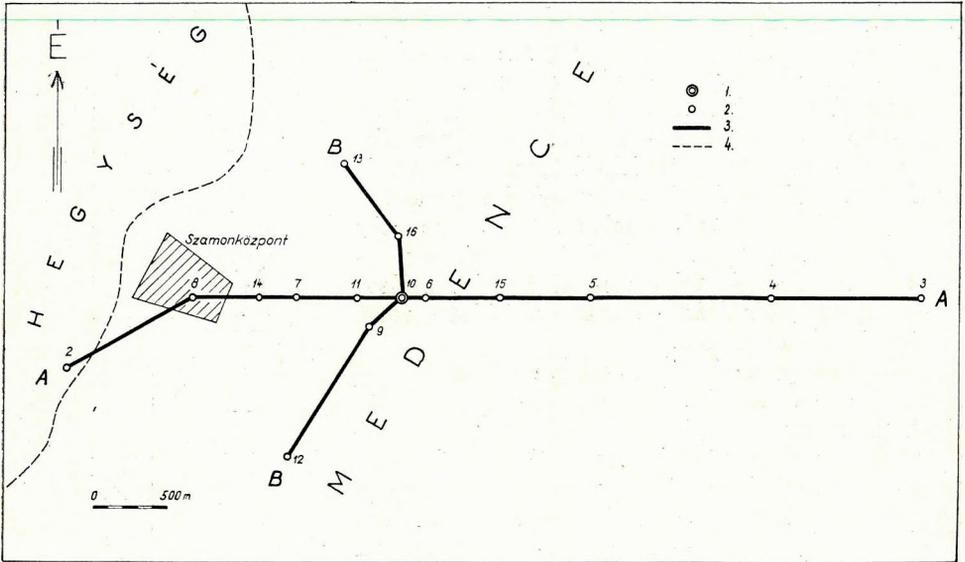


16. ábra. A Cagan Delger-i fúrás vázlatos földtani szelvénye

Фиг. 16. Схематический геологический разрез Цаган-Делгерской скважины

Fig. 16. Schematic geological column of the Tzagan Delger drilling

geoelektromos rétegre oszlanak, amelyek között nincs lényeges ellenállás-különbség; az egyik réteg ellenállása 3–10 ohmm, a másiké 12–25 ohmm. Az 3–10 ohmm-es réteg két helyen is előfordul: közvetlenül a gránit vetője mentén, a vetővel megegyező meredek dőléssel; a medencében, mint felszínközeli, a medence közepe felé vastagodó réteg. A 3–10 ohmm-es réteg az előbb említett két réteg között helyezkedik el; a 14-es és 10-es pont között a felszínre bukkan, ettől K-re az említett felszínközeli réteg vastagodásának megfelelően, egyre mélyebbre kerül.



17. ábra. A mérések helyszínrajza (Deren samon)

1. fúrás, 2. geoelektromos szondázás helye, 3. geoelektromos szelvényvonal, 4. völgyhatár

Фиг. 17. План работ (самон Делгер)

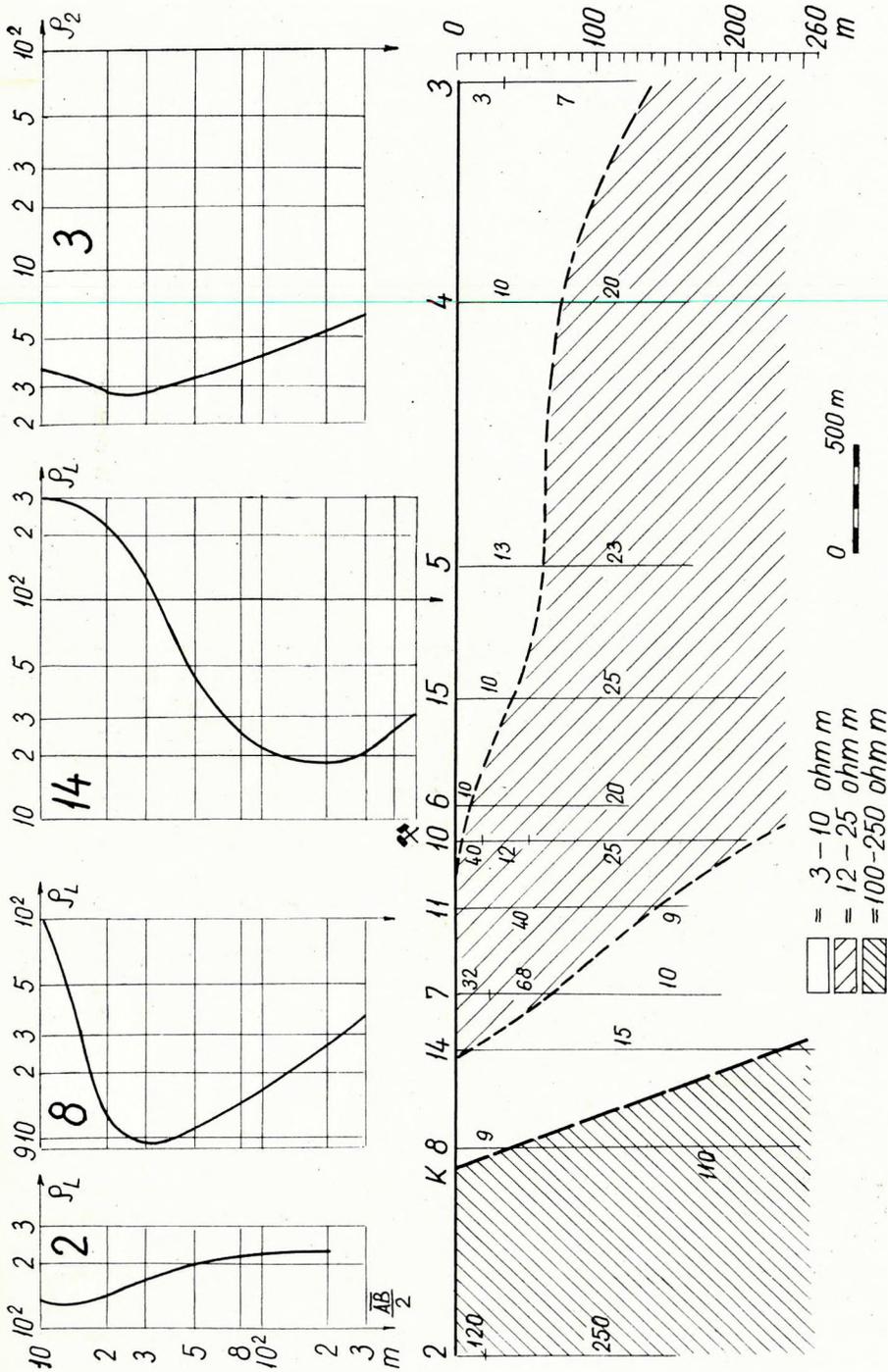
1 — скважина, 2 — место электрического зондирования, 3 — линия электрического профиля, 4 — границы долины

Fig. 17. Plan of measurements (Deren samon)

1. Boring, 2. Site of geoelectric sounding, 3. Geoelectric profile, 4. Margin of the valley

A vetődéses szerkezet mentén erősen eltérő jellegű szondázási görbéket mértünk. Ez minden analitikus feldolgozás nélkül önmagában is jelzi a vető jelenlétét. Pl. a 8-as és 14-es pont mindössze 450 m távolságra van egymástól, ennek ellenére az itt mért két görbe (18. ábra) egészen más rétegsort jelez. A 2-es és 3-as ponton mért görbék pedig már a jellege is elüt az előbbi kettőtől.

A mérési eredmények vízföldtani értékelése. Az említett két geoelektromos réteg közül vízfúrás telepítésére a 12–25 ohmm-es réteg az alkalmasabb. Az ellenállás értéke alapján ez olyan rétegsor, amelyben az agyagrétegek között, víztárolásra alkalmas porózus rétegek vannak.



18. ábra. A Deren-i vetődéses szerkezet néhány jellemző szondázási görbével
 Фиг. 18. Сброное строение района Дерен с некоторыми характерными кривыми
 Fig. 18. The fault-structure of Deren with several characteristic curves of deep sounding

A fúrás a 10-es pontra került, ahol a 12 – 25 ohm-es réteg még csaknem a felszínig nyúlik, de már 200 méternél vastagabb. A fúrást 57 m mélységig mélyítették le. 46 m mélységben az agygrétegek között 4,5 m vastagságú homokréteget harántoltak, amely jó vízádnak bizonyult; vízhozama 100 liter/perc.

Megjegyzendő: a Deren-i altalaj a vízádószint mélysége szempontjából nem jellemző a medence peremre, az itteni 46 m-es mélység kivételnek számít. A vízádó szint általában 100 – 150 m mélységben van. Pl. *Bujant Obo* szomonban (Közép-Góbi tartomány) – ez a terület a Góbi sivatag középső részén fekszik és erősen vízszegény – a Deren-ihez teljesen hasonló szerkezeten mélyítették le a vízfúrást. Kisebb mélységben számos homokréteget harántoltak, vizet azonban csak a 110 méternél mélyebben fekvő rétegek adtak.

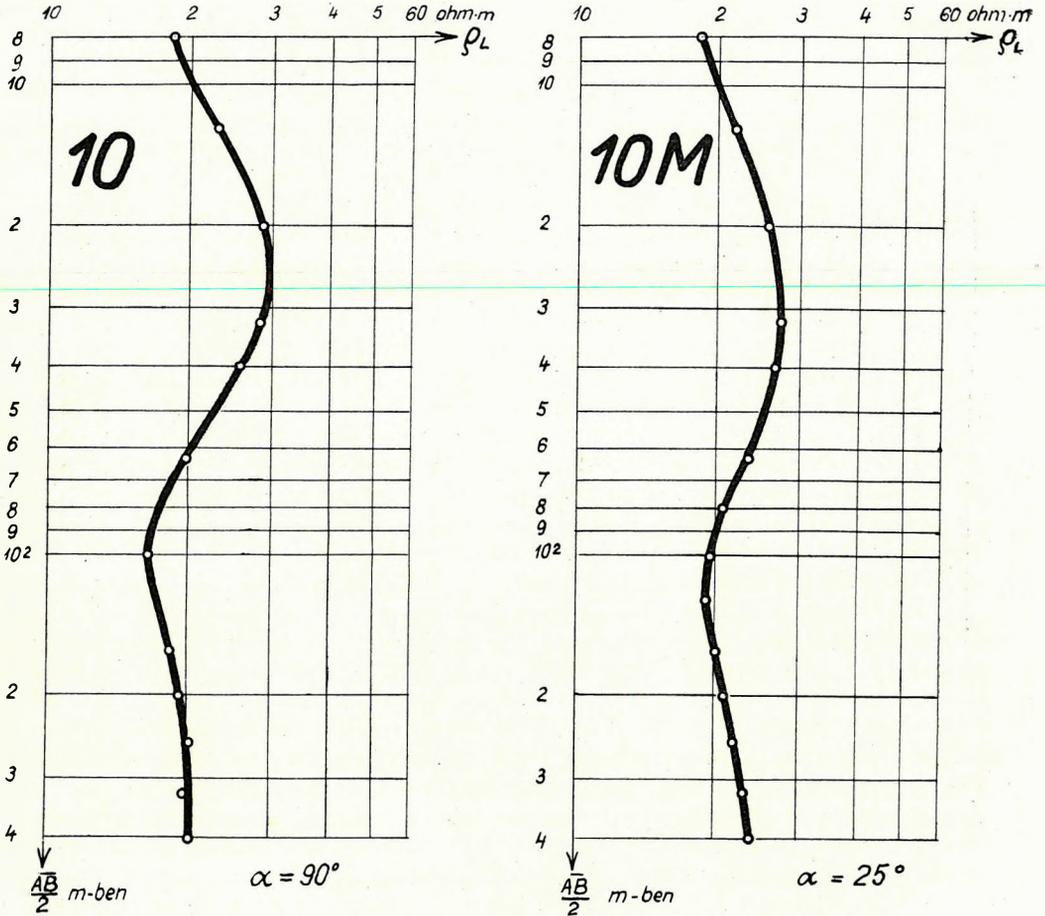
A Deren-i területen – és ez gyakran jellemző a medenceösszletekre – viszonylag kicsiny a geoelektromosan meghatározott rétegek ellenálláskülönbsége. Pl. a fúrásponton mért görbén (19. ábra) négy geoelektromos réteg különíthető el. Felülről lefelé: a felszínközeli 10 ohm-es réteg, alatta a 40 ohm-es, ez alatt 12 ohm-es és végül a legmélyebben fekvő 25 ohm-es réteg. A szelvényvonallal párhuzamos azimutú „10 M” és a szelvényre merőleges „10” jelű görbén az első három réteg határozottan és egyértelműen jelentkezik, tehát a görbék indikációi mélybeli hatást jeleznek. Oldalhatás lehetőségét a két azimutális terítés megfelelő indikációinak egyezése kizárja. A negyedik réteget jelző szakaszon (a görbék végső felmenő szakasza) a két görbe között bizonyos eltérés mutatkozik. Ez az eltérés sem olyan nagymértékű azonban, hogy kizárná a harmadik 12 ohm-es réteg alatt egy negyedik, valamivel nagyobb ellenállású réteg jelenlétét. Az eltérés inkább a réteg ellenállásának meghatározását teszi bizonytalanra ($\pm 25\%$). Végeredményben tehát a két azimutális mélyégi szelvényezés mind a négy réteget jelzi. Ennek ellenére ezekre az ellenálláskülönbségekre megbízható földtani következtetés nem építhető, a geoelektromos rétegszelvényen (18. ábra) is egy rétegnek vontuk össze az említett négy réteget. A négyes rétegződés vízszintes irányban egyébként nem is követhető az egész szelvényben: tehát csak helyi jelenség.

Más területen nyert tapasztalatok is arra intenek, hogy az ilyen ellenállásváltozás ténylegesen létező, de olyan jellegű inhomogenitások hatása, amelyeknek vízföldtani értelme nincs. Ilyen lehet pl. a sóionkoncentráció rétegezettégtől független helyi megváltozása.

Ilyen megfontalással kell élnünk, valahányszor a rétegek ellenállás hányadosa $\mu_2 < 2 - 5$, és a rétegződés nem bizonyul szinttartónak legalább 3 – 4 geoelektromos ponton keresztül.

2.23 Medencék belterületének vízföldtani felépítése

A medencék belterületei geoelektromos jellemzőik szerint két csoportba oszthatók. Az első csoportnál a medence üledékes összlete két geoelektromos rétegre oszlik. A két réteg között nagyságrendet megközelítő ellenálláskülönbség van, vagyis elhelyezkedésük könnyen és egyértelműen határozható meg („*kétréteges modell*”). Az ilyen medencék rendszerint idősebb süllyedékek, ahol a felszínközeli geoelektromos réteg szárazföldi származású – homok, kavics, agyag rétegekből álló – fiatalabb korú összlet, amely a pleisztocénnal idősebb,

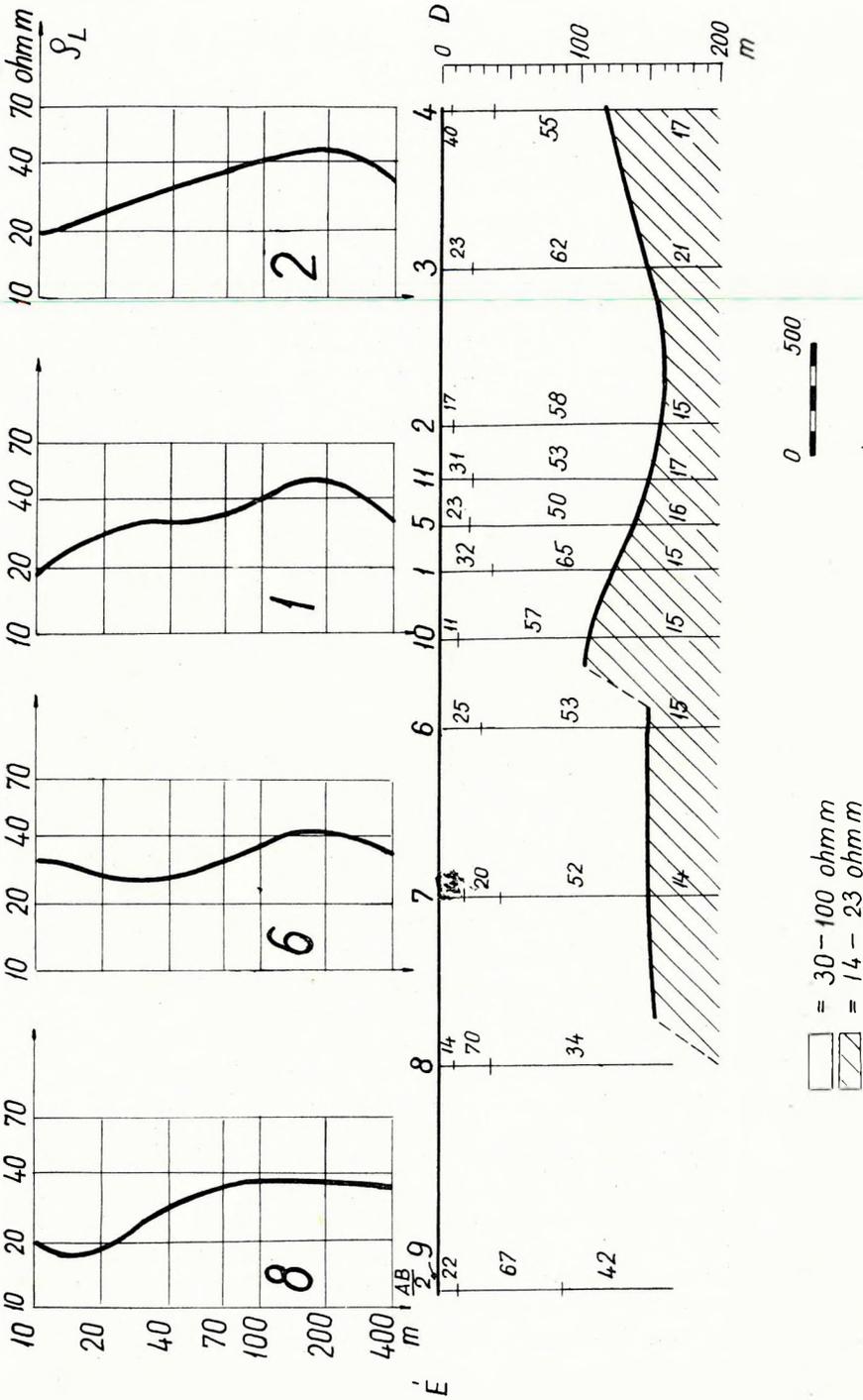


19. ábra. A Deren-i fúráson mért görbék
 Фиг. 19. Кривые, полученные на месте Деренской скважины
 Fig. 19. Curves measured in the Deren drilling

tengeri üledékösszletre települt. Ez utóbbi a mélyebben fekvő geoelektromos réteggel azonosítható, vagyis a geoelektromos határfelület a fácies változását jelzi.

A második csoportnál az üledékes összlet egyetlen geoelektromos réteg, benne számottevő ellenálláshatár nem észlelhető. Ez utóbbiak rendszerint pleisztocén medencék, ahol a medencealjzat fölötti üledékösszlet teljes egészében szárazföldi származású.

Az első csoportba tartozik Naranbadrahinusz területe. Ez a Kelet-Góbi tartományban lévő számon több ezer km²-es medencében fekszik. A medenceüledék



20. abra. „Ketretes” medencevezkezet (Nagantadrahinusz)
 Фиг. 20. „Двухслойное” строение бассейна (Наранбадрахинус)
 Fig. 20. „Two-layered” basin structure

geoelektromos szempontból (20. ábra) két részre oszlik. A felső rész ellenállása 30–100 ohmm, az alsóé pedig 14–23 ohmm.

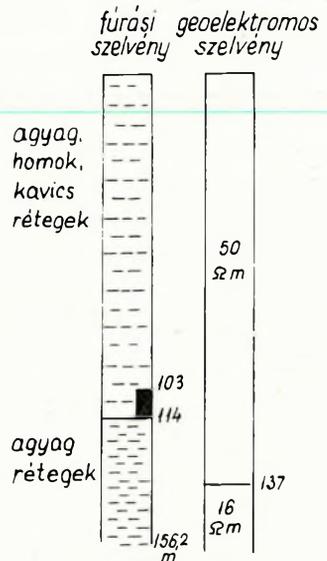
Az alsó réteg a szelvény E-i részén 200 m-nél nagyobb mélységben települ, középső részén két vetővel magasabbra kerül, a szelvény D-i részén mélysége már csak 100–150 m. A fúrást a szelvény D-i részére telepítették a bemélyedés fölé (5. pont) feltételezve, hogy víz a 30–100 ohmm-es rétegsor porózus rétegeiből várható, de mélyebb szerkezeti helyzetben. A vízádnak tekintett 30–100 ohmm-es rétegsor a geoelektromos mérések szerint 137 m ($\pm 20\%$) vastag. A fúrás az alsó réteget 114,4 m mélységben harántolta (21. és 22. ábra).

A 30–100 ohmm-es rétegsorban 1–10 m vastagságú agyag és homok rétegek váltakoztak egymással. A 14–23 ohmm-es rétegben a fúrás 156 m mélységig hatolt és kizárólag agyagot harántolt. Az alsó réteg határán a fúrás diszkordanciát jelzett. A 30–100 ohmm-es rétegsor legalsó homokrégei 103–114 m mélységben vízádnak bizonyultak (100 liter/perc). A magasabban fekvő homokrégek nem adtak vizet.

Az ilyen területeken vízfúrás telepítésénél több probléma jelentkezik. Mégpedig:

- milyen mélységben várhatók a víztárolónak tekinthető felső (szárazföldi származású) rétegsorban a tényleges vízádnó rétegek,
- milyen minimális vastagságúnak kell lennie ennek a rétegsornak, hogy ezek a vízádnó rétegek még bővízőek legyenek,
- ha a felső rétegben nem találunk vizet, várható-e ilyen az alsóban (beltengeri üledékekben).

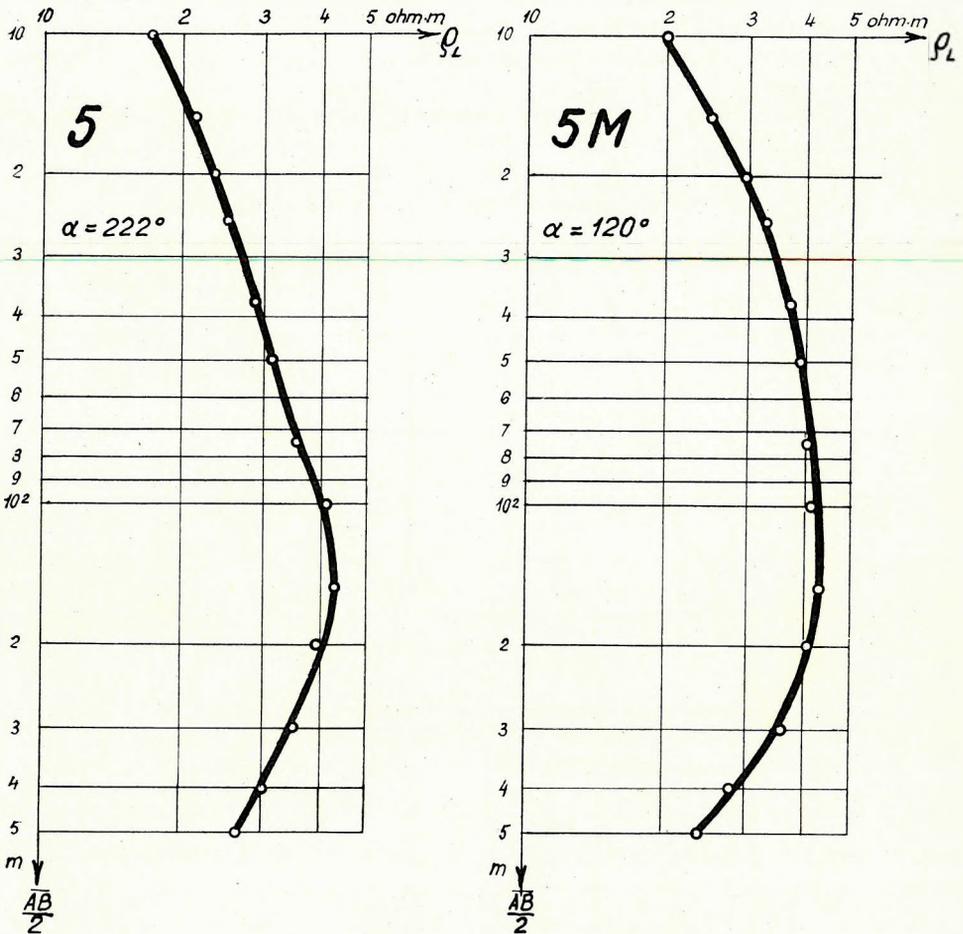
Mint említettük, kevés adat áll rendelkezésünkre, ezért a probléma még megoldatlan. Viszont hasznos tapasztalatot szereztünk ezzel kapcsolatban a *Nominqijntal*-i területen (Kelet-Góbi tartomány). Itt a fúrást – kényszerűségből – az 58 m vastag felső rétegre telepítették. A lemélyített fúrás számos homokréteget harántolt, de ezek egyike sem adott vizet. A fúrást tovább mélyítették az alsó rétegsorba, amely geoelektromosan a Naranbadrahinusz-inak megfelelője volt. Az alsó réteg itt is szinte kizárólag agyagból állt, a fúrás 162 m mélységig mindössze négy, másfél m vastag agyagos homokréteget harántolt. Ezek együttes vízhozama éppenhogy elérte a 30 liter/percet, a gazdaságos üzemeltetés alsó határát. Mindez arra utal, hogy fúrás telepítésénél követelmény a felszínközeli víztároló rétegsor 100–150 m-es vastagsága. Az sem lényegtelen, hogy az alsó rétegre telepített fúrásnál még kedvező esetben sincs arányban a vízhozam a fúrás és a víz szivattyúzásának költségével.



21. ábra. A fúrás vázlatos földtani szelvénye (Naranbadrahinusz)

Фиг. 21. Схематический геологический разрез скважины (Наранбадрахинусз)

Fig. 21. Schematic geological column of the drilling (Naranbadrahindus)



22. ábra. $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ típusú szondázási görbe (Naranbadrahinusz-i fúrás)

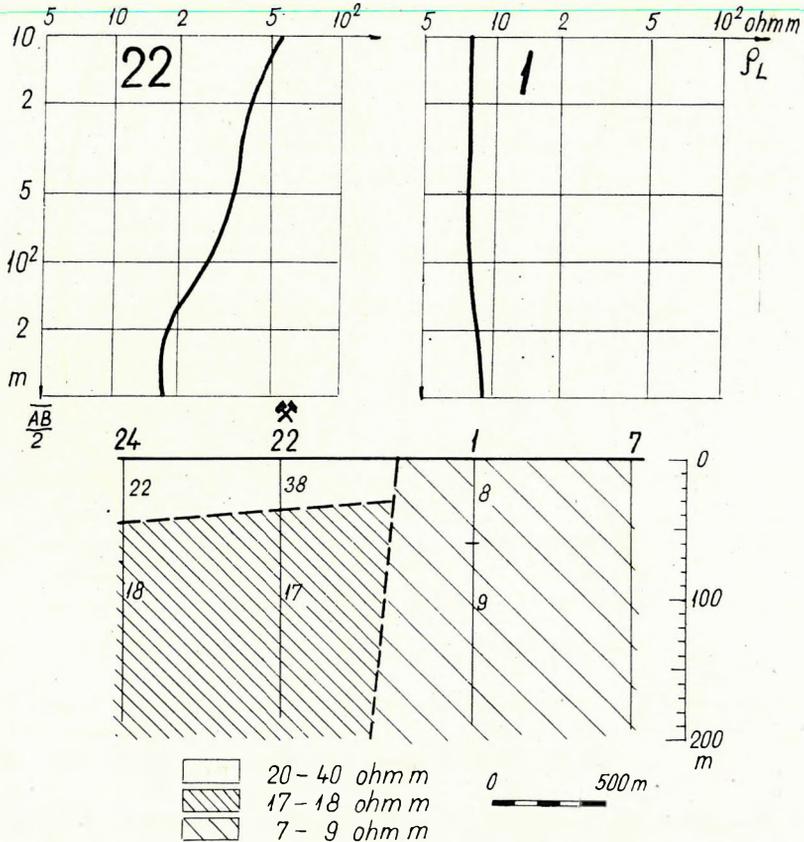
Фиг. 22. Кривые типа $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ (скважина в Наранбадрахинусе)

Fig. 22. $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ type curves of deep sounding (Naranbadrahindus well)

Vízelfordulás szempontjából a Naranbadrahinusz-inál lényegesen kedvezőtlenebb az olyan szelvény, amely *egyetlen geoelektromos rétegből áll*. Az egyetlen réteg nem jelenti a szelvény teljes ellenállás-homogenitását (a vízszintesben és a függőlegesben). Kisebb ellenálláskülönbségek jelentkeznek, ezek azonban nem jellemzőek, vízföldtani jelentőségük nincs. Ilyen településben a mérések nem adják meg a talajvíztárolásra alkalmas rétegek vastagságát, kiterjedését és dőlésviszonyait. Megadják ellenben az összlet elektromos ellenállását, amelynek ismeretében következtetni lehet víztároló képességére. Ez különösen a meddő területek felismeréséhez nyújt segítséget pl. olyan helyen, ahol az üledékes összlet kizárólag vastag agyagrétegekből áll. (Ezzel a kérdéssel részletesebben a vízfúrásra alkalmatlan területek ismertetésénél foglalkozunk).

Van olyan medence is, amelyben mindkét szerkeztípus megtalálható és a két típust csaknem függőleges sík választja el. A határ éles ellenálláskülönbséggel jár együtt; ez lehetővé teszi meghatározását, amely vízfúrás telepítésénél igen lényeges.

Csulut szamongban (Közép-Góbi tartomány) új faluközpontot telepítettek. A faluközpont helyét megszabó vízfúrás csak egy nagyobb medencében volt elhelyezhető, mert a közelben repülőteret akartak építeni. A medence középső részén mért geoelektromos rétegszelvényt a 23. ábra mutatja.



23. ábra. A medence altalajának szerkezete Csulut szamongban a függőlegeshez közeli határfelület két oldalán mért szondázási görbével

Фиг. 23. Строение основания бассейна в самоне Чулут с электрическими кривыми, полученными с двух сторон почти вертикально залегающей границы раздела

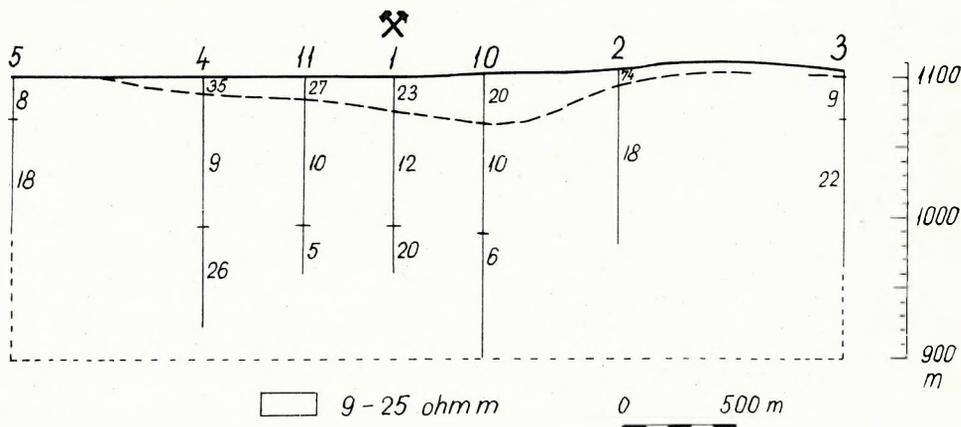
Fig. 23. Geological section of the basin in Chulut samon with curves of deep sounding measured on two sides of a nearly vertical boundary

Az 1-es és 7-es ponton jeleztes „egyréteges” szelvény van, a 22-es és 24-es ponton ellenben „kétréteges”. A fúrást a 22-es ponton jelölték ki ott, ahol a talajvíztárolásra alkalmas 38 ohmm-es rétegsor alsó határát az ellen-

állásmérés 36 m mélységben határozta meg. A fúrás eredményessége az említett rétegsor kis vastagsága miatt kérdéses volt, viszont – a nagy vízgyűjtő területtel rendelkező medencében – egyedül ez a rétegsor látszott a talajvíz összegyűjtésére alkalmasnak.

A fúrás 36 m mélységig hatolt. Egy (kavicsos homok) vízáadó réteg jelentkezett 20–25 m között, 80 liter/perc vízhozammal. A 38 ohm-es rétegsor 1–5 m vastagságú kavics, homok és agyag rétegekből állt. A fúrással nem lehetett eldönteni, hogy a 32 m mélységben kezdődő agyagréteg már a 17 ohm ellenállású geoelektromos „alsó” rétegnek felel-e meg, vagy sem.

Geológusnak és geofizikusnak egyaránt sok problémát okoznak azok a területek, ahol a vastag üledékösszlet egyetlen geoelektromos réteget alkot. Ongon szamonban (Szuhe-Bator tartomány, 24. ábra) az üledékes összlet 9–25 ohm ellenállású kőzetből épül fel. Ellenállása függőleges és vízszintes irányban szabálytalanul változik, a kőzetek a kis ellenálláskülönbség alapján nem korrelálhatók. Eltekintve a felszínközeli takarórétegtől, nagykiterjedésű egységes geoelektromos szint nem található.



24. ábra. Az Ongon-i „egyréteges” (homokkő) modell geoelektromos rétegszelvénye

Фиг. 24. Электрический разрез „однослойной” модели (песчаники) строения района Онгон

Fig. 24. Geoelectric section of the Ongon “one-layered” (sandstone) model

A vízföldtani értékelés abból indul ki, hogy az ellenállás szeszélyes változását több tényező is okozhatja, pusztán ez alapján nehéz következtetni az összlet földtani felépítésére. Fúrás telepítésénél ezért csak elvi megfontolásra lehetett támaszkodni: vízáadó réteg ott valószínűbb, ahol az összletben különböző ellenállású rétegek vannak s ezek között olyan ellenállású is van, hogy a víztároló képesség feltételezhető.

A fúrást az 1-es ponton mélyítették. A 23 m vastag felszíni homokrétegtől és két 6 m vastag agyagrétegtől eltekintve, kizárólag változatos homokövet harántolt. Vízáadó laza homokövet 112–117 m mélységben találtak. Vízhözama 60 liter/perc.

A példa is szemlélteti, hogy a felszíni ellenállásmérések értelmezése az ilyen „egyréteges” szelvénynél a legbizonytalanabb. Nem szabad azonban elfelejtenünk, hogy fúrás vagy egyéb feltárás hiányában lényegében ez az egyetlen olyan támasz vízfúrás telepítésénél, amely a felszíni földtani adatokon kívül a rendelkezésünkre áll, és amely mélybeni kőzetek víztároló képességéről – ha nem is sok – de legalább valami felvilágosítást ad.

2.24 Medencében (síkidéken) fekvő víztároló szerkezetek jellemzőinek összefoglalása

A medencében fekvő víztároló szerkezetek (beleértve a medence szélén fekvő szerkezeteket is) a vízhozam megítélése szempontjából változatosak. Fúrás kijelölésénél, ha mód van rá, medence szélén előnyben kell részesítenünk a terasz típusú szerkezetet (Cagan Delger), medence belsejében pedig a „két-réteges” szerkezetet (Naranbadrahinusz). Kedvező, ha a víztárolásra alkalmas rétegsor vastagsága eléri a 100–150 m-t. Az ilyen szerkezeteken mélyített fúrások eddig minden esetben eredményesek voltak. A fúrások vízhozama jelentős, elérheti a 100–150 liter/percet is.

Kedvezőtlenebb, de gyakorisága miatt fúrás telepítésénél számolnunk kell a medence szélén fekvő *vetődéses szerkezettel*. Ezeknél a vízhozamot lényegesen befolyásolja a peremhegység alkotta vető elhelyezkedése, valamint az üledékes összlet agyagtartalma. Az utóbbira ellenállásának számszerű értékéből következtethetünk. A vízhozamra kedvező

- a) ha a vető viszonylag kis dőlésű, a környezetében az üledékes rétegsor nyugodt településű;
- b) ha az üledékes rétegsorban több porózus rétegre is számíthatunk; ez – eddigi adataink szerint – 15–20 ohmm-nél nagyobb ellenállású rétegsornál várható.

Eddig minden vetős szerkezeten mélyített fúrás eredményes volt. Tény azonban, hogy a geoelektromos mérés által eleve problematikusnak jelzett több ilyen területen fúrást nem is mélyítettek le, a 100%-os eredményesség tehát nem reális.

Vízfúrássra legkedvezőtlenebbek az „egyréteges” szelvények. Ilyen szerkezeteken több fúrás bizonyult meddőnek, de ha eredményes volt is, a vízhozam ritkán haladta meg a 30–40 liter/perc-et. Több adat és fejlettebb feldolgozás birtokában az „egyréteges” szelvényekről kedvezőbb vélemény alakulhat ki.

A geoelektromos kutatás nagyobb medencében való alkalmazásának legfőbb előnye, hogy segítségével az egyes szerkezet típusok jól elkülöníthetők egymástól. A szerkezetet alkotó kőzetek ellenálláskülönbségétől függ a mélység-adatok megbízhatósága.

A görbék kisebb torzulásai egyrészt az üledékes rétegsor korlátozott vízszintes irányú kiterjedéséből, illetve ellenállás inhomogenitásából, másrészt az aljzat 15°-nál meredekebb dőléséből adódnak. Az előbbi nem rontja lényegesen a mélységmeghatározás pontosságát ($< \pm 15\%$). Az utóbbi pedig főként *vetődéses szerkezeteknél* fordul elő. Jóllehet ilyenkor a pontatlanság $\pm 20 - 30\%$ -ot is elérhet, de ez csak a vetősík dőlésére vonatkozik, s a gyakorlatban nem gátolja a vető térbeli helyzetének (helyének, „szélességének”, esetleg magasságának) pontos meghatározását.

Medencék belsejében „*kétréteges*” szelvényeknél $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ típusú görbék jelentkeznek (22. ábra). Az ilyen típusú görbéknél a pszeudoanizotrópia korrekció viszonylag pontatlanul határozható meg, különösen, ha a görbe első szakasza torzult és a végső, lemenő szakasz rövid. Ezért a kiértékelési pontatlanság $\pm 10 - 25$ % között ingadozik; a pontosság néha növelhető az AB maximális elektróda távolságának növelésével: a leggyakrabban használt $AB_{\max} = 800$ m-es távolságot 1200–1600 m-re kell növelni.

„*Egyréteges*” szelvénynél mélységmeghatározási feladat nincs, a geoelektromos mérések a kőzet valódi ellenállásának meghatározására korlátozódnak. Ez 3–10% pontossággal általában elvégezhető.

Medencékben végzett geoelektromos kutatásnál a két és több azimutális vertikális szondázásnak ugyanolyan jelentősége van, mint magashegységben fekvő völgyeknél. Alkalmazásának azonban itt nem ugyanaz a célja. Vetődéses szerkezeteknél elsősorban a vető közelében alkalmazandó, a mélységmeghatározás pontosabbá tételére. Teraszos szerkezetnél és „*kétréteges*” szelvényeknél a víztárolásra alkalmas rétegsor korlátozott vízszintes kiterjedése és az ebből adódó torzulások mutathatók ki ezáltal. „*Egyréteges*” szelvénynél a mélyben és felszínközelen levő ellenállásinhomogenitások szétválasztására szolgál.

A medencék üledékes összetételének *anizotrópiájára* vonatkozóan kevés adatunk van. Viszonylag legjobban tisztázott a „*kétréteges*” szelvény modellje. A víztárolásra alkalmas 30–100 ohm ellenállású rétegsorra $\lambda = 1,78 \pm 20\%$ anizotrópia értéket kaptunk. Ezt az értéket a Naranbadrahinusz-i és Nomin-gijutal-i fúrásból a geoelektromos elméleti vastagság (m) és a valódi vastagság (h) felhasználásával közvetlenül határoztuk meg.

A földtani értelmezéssel és vízföldtani értékeléssel az egyes víztároló szerkezet típusoknál foglalkoztunk. Általánosságban, medencékben fekvő területekre vonatkozóan a következőket mondhatjuk.

a) Medence szélén gyakori jelenség az üledékes rétegsor ellenállásának vízszintes irányú fokozatos változása. Az aljzat felszínre búvásához közel, a rétegsor ellenállása nagy, 50–100 ohmm. A medence felé haladva az ellenállás fokozatosan csökken, a peremtől számítva 1–3 km távolságban minimum értéket (10–20 ohmm) ér el, és – kisebb ingadozásoktól eltekintve – ezt az értéket a medence távolabbi részein is megtartja.

Az ellenállásnak ez a szisztematikus változása a medenceüledék képződésének sajátjaival hozható kapcsolatba. A medence szélén durva törmelék rakódik le. Befelé haladva ezt fokozatosan kisebb szemnagyságú kavics, majd homok váltja fel. Az üledékgyűjtő tehát osztályozza üledékeit: a környező hegységekből ide áramló felszíni vízfolyások szállító képessége fordítva arányos a szemnagysággal. A hegységtől távolodva a kavics, homok lerakódás is gyérül, a rétegsorban az agyagos fácies válik uralkodóvá. Az ellenállás minimumot és ennek stabilizálódását az agyagos rétegsornál érjük el.

b) A durva törmeléknek, a kavicsnak és homoknak két megjelenési formája van. Egyrészt önálló rétegeket alkot, ilyenkor mélyebb szintjei jó vízáradók. Másrészt agyagba ágyazódik, s víznyerésre nem alkalmas. A rétegsor ellenállásának kialakítására mindkét forma hatása csaknem azonos. A mérések vízföldtani értékelésénél ez természetesen nehézséget okoz. Az is igaz viszont, hogy egy

rétegsoron belül rendszerint mindkét forma megvan, vagyis megfelelő ellenállású rétegsor majdnem biztosan vízadó réteget jelent.

Az agyagba ágyazott törmelék ellenállásnövelő hatására inkább az erősen agyagos medencéknél kell tekintettel lennünk, pl. nem szabad fúrást telepíteni vető közelébe, ha a medenceüledékek ellenállása 5–10 ohmm s az ellenállás növekedése a vető környezetében sem lényeges (pl. nem több, mint 15–20 ohmm).

c) Medencék belsejében leginkább az agyagos fácies az uralkodó. Ilyen helyen az üledékösszlet ellenállásából az előbbieknél lényegesen megbízhatóbban következtethetünk a lithológiai felépítésre; az agyagba ágyazott törmelékkel ugyanis kevésbé kell számolnunk. A relatív ellenállásnövekedés például (nagyobb területre vonatkozóan) általában homokrétegeket jelez.

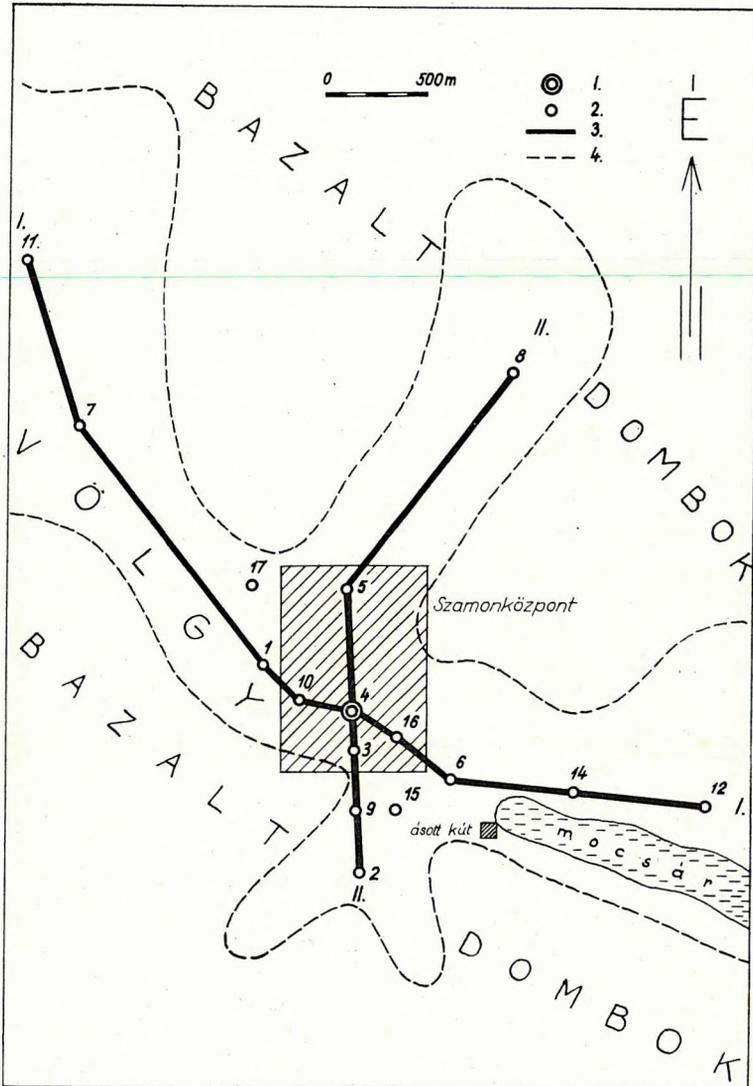
d) Homokkő, márga, konglomerát előfordulásánál a homokkő összlet rendszerint nagy vastagságú (több száz méter). Az eddigi tapasztalatok szerint a Ongon-i előfordulásnak megfelelően „egyréteges” modellt alkotnak, az egyetlen geoelektromos rétegen belül kisméretékű, szeszélyes ellenállásváltozás jelentkezik.

Márgás rétegsor meddőnek tekinthető (lásd meddő területeknél). Konglomerátum gyakran fordul elő, de általában vékony rétegben, így hatása a rétegsor ellenállásának kialakításában nem lényeges. A laza konglomerátum egyébként több ízben jó vízadó rétegnek bizonyult.

2.3 Neovulkáni kőzetekben lemélyített vízfúrások

Mongóliában a harmadkorban jelentős vulkáni tevékenység volt. A bazalt (alárendeltebben andezit, riolit) takarók, illetve dagadó kúpok ma is a morfológia számottevő kialakítói. Úgynevezett bazalt sivatagok találhatóak, ahol sokszáz km²-es területen bazalt található a felszínen. A bazalt takaró alatt fekszik – néha sokszáz méter mélységben – az idősebb üledékösszlet. Amennyiben a bazalt repedezett, hólyagos kifejlődésű és a hasznos hézagteret vízzel kitöltött, a bazaltban lemélyített fúrás nagy vízhozamú lehet. Mint a bevezetőben említettük, a vízzel elárasztott, repedezett bazalt geoelektromos mérésekkel jól elkülöníthető a környező tömör, üde kőzettől, mivel az ilyen rész ellenállása lecsökken. Geoelektromos mérésekkel ezen kívül még meghatározható a bazalt takaró térbeli elhelyezkedése, az alatta települt üledékösszlet ellenállása (ennek alapján vízzáró, vagy víztároló képességére következtethetünk). A geoelektromos kutatás tehát több olyan tényezőt is meghatároz, ami ilyen területen való alkalmazását különösképpen indokolja.

Ulbajan szamonközpont (Szuhe Bator tartomány) hosszan elnyúló völgyben helyezkedik el, a völgyet kétoldalt lankás dombosorok kísérik (25. ábra). Mind a dombokon, mind pedig a völgyben bazalt bújik a felszínre, nagyrészt hólyagos kifejlődésében. A geoelektromos mérések szerint (26. és 27. ábra) a bazalt takarójellegű s alatta a nagyobb medencékre jellemző üledékes rétegsor található. A bazalt ellenállása 150–300 ohmm, az üledékes rétegsoré 10–20 ohmm. A völgy tengelyében mért I. jelzésű geoelektromos rétegszelvény szerint a bazalt takaró a település területén, a 16-os pont közelében kiékelődik, az üledékes rétegsor pedig felszínközelbe kerül. Az előbbire nagyjából merőleges, II. jelzésű szelvény egyidejűleg azt mutatja, hogy az üledékes



25. ábra. Helyszínrajz (Ulбаян szamon)

1. fúrás, 2. geoelektromos szondázás helye, 3. geoelektromos szelvényvonal, 4. völgyhatár

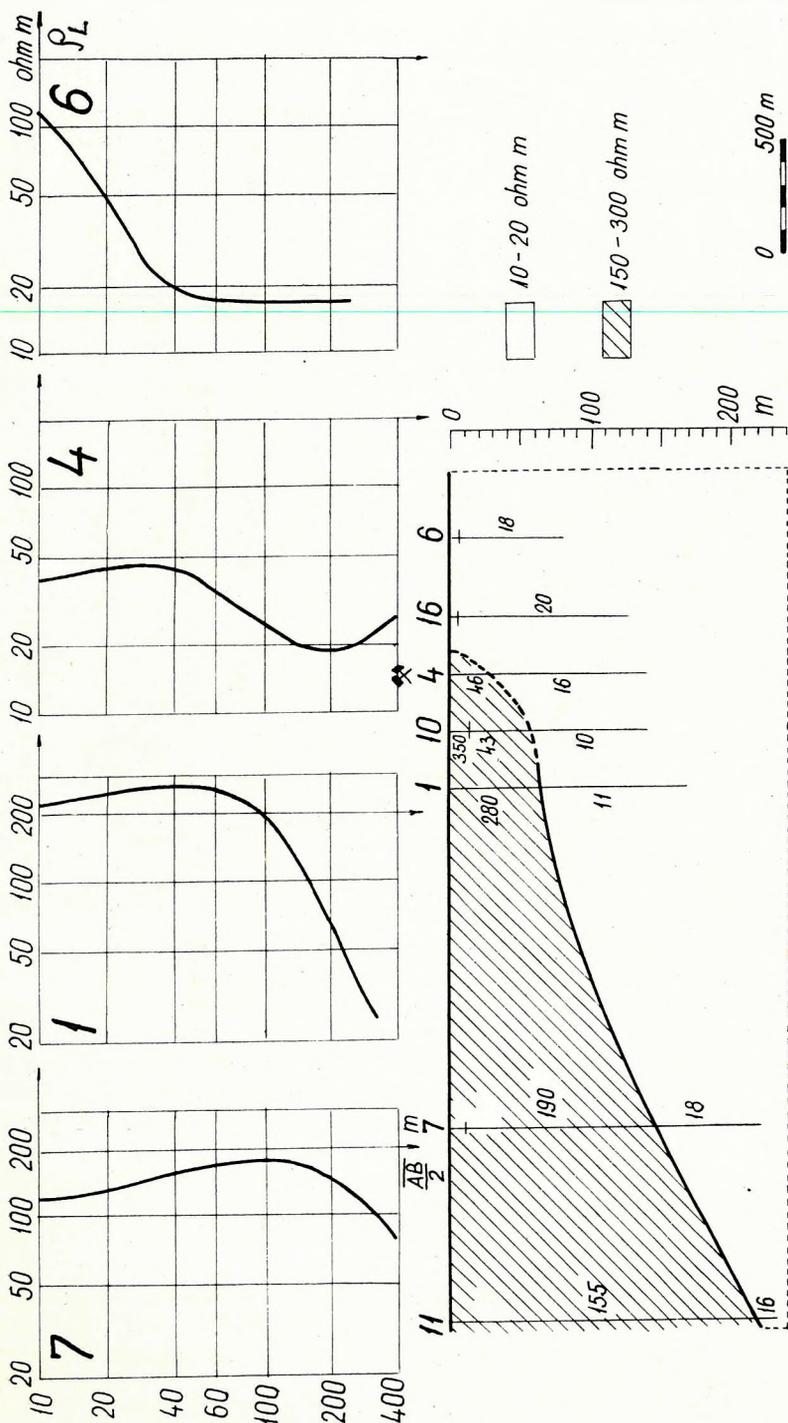
Фиг. 25. План работ (самон Улбаян)

1 – скважина, 2 – место электрического зондирования, 3 – линия электрического профиля, 4 – границы долины

Fig. 25. Plan of measurements (Ulбаяn samon)

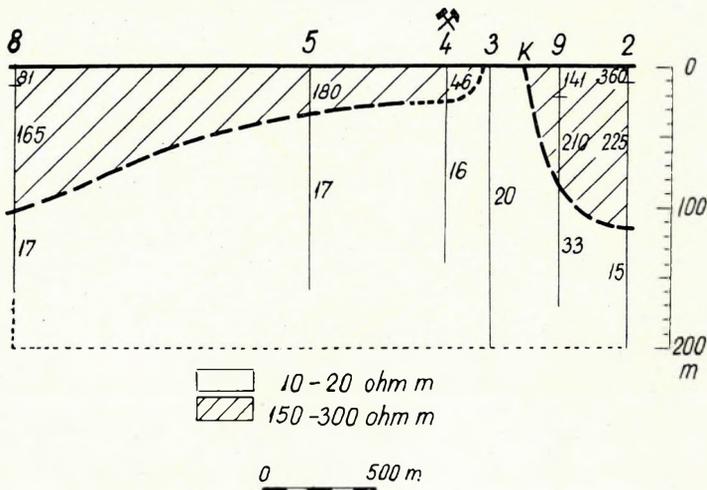
1. Boring, 2. Site of geoelectric sounding, 3. Geoelectric profile, 4. Margin of the valley

rétegsor a völgy hossz tengelyére merőlegesen csak vékony sávban terjed a felszínig, mert a környező dombokon a bazalt szintén takaró jellegű és a taka-



26. ábra. Az Ulbajan-i bazalttakarón mért I. rétegszelvény
 Фиг. 26. Электрический разрез, полученный на базальтовом покрове в районе Улбаян
 Fig. 26. Section I measured on the basalt cover of Ulbayan

rők oldalirányban is behatolnak a völgy területére. A fúrás telepítésénél figyelembe kellett venni a bazalttakaró tekintélyes vastagságát, amelynek átfúrása igen költséges lett volna, valamint azt a tényt, hogy a takaró alatt az üledékes rétegsor kis ellenállású, tehát a rétegsorban jó vízadó rétegek előfordulása kétséges, ill. csak nagyobb mélységben várható. A fúrás a bazalttakaró végére, a kiékelődéshez közel került, a 4-es geoelektromos pontra. Itt a takaró már egészen elvékonyodott, és a bazalt eredeti 150–300 ohmm-es ellenállása 46 ohmm-re csökkent. A fúrás helyének kiválasztásánál feltételeztük, hogy az alacsony ellenállású üledékes rétegsor mind a takaróközet alatt, mind pedig felszínközeli vízáró, ezért a felszíni csapadék elsősorban ott gyűlik össze, ahol a bazalt repedezett. Ebből a szempontból optimális a takaró végződése, ahol a 46 ohmm-es ellenállás a bazalt repedezettségét és a repedések vízzel való telítettségét jelzi, ezen kívül itt már számítani lehet a takarók kiékelődésénél gyakran előforduló törmelékre.

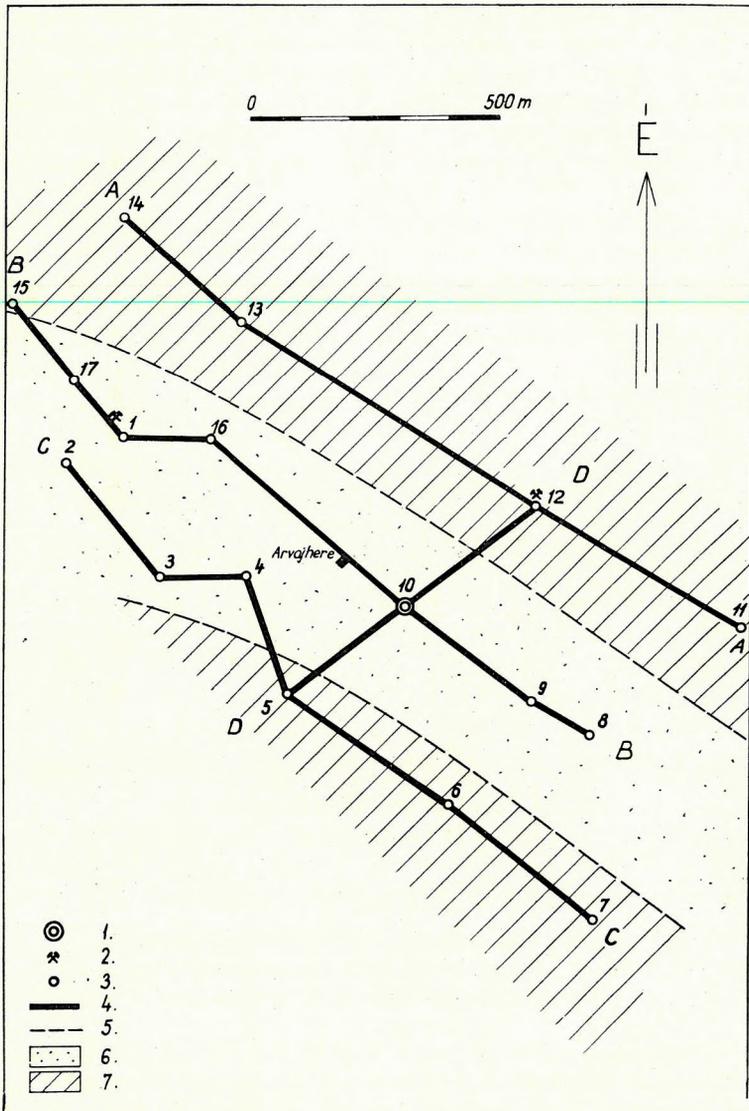


27. ábra. Harántszelvény az Ulbajan-i völgyben
 Фиг. 27. Поперечный профиль в долине Улбаян
 Fig. 27. Cross section in the Ulbajan valley

A 38 m mélységű fúrás hólyagos bazalt, bazalttörmelék és tufa rétegeket harántolt. A bazalt helyenként igen keménynek bizonyult; vízadó réteg bazalt-tufa formájában 25–38 m mélységben jelentkezett. A fúrás vízhozama 520 liter/perc.

2.4 Vízfúrás telepítése lakott területen

Bányaművek, nagyobb települések fejlődésével párhuzamosan egyre többször kerül előtérbe a helyhez kötött fúrás követelménye, amikor csak néhány 100 m-es körzetben van lehetőség a telepítésre. Ilyen területeken rendszerint már van működő vízkút, s a feladat, hogy a meglévő fúrás adatainak felhasználásával – lehetőleg kedvezőbb helyen – kíséreljék meg az új vízkút kiképzését.



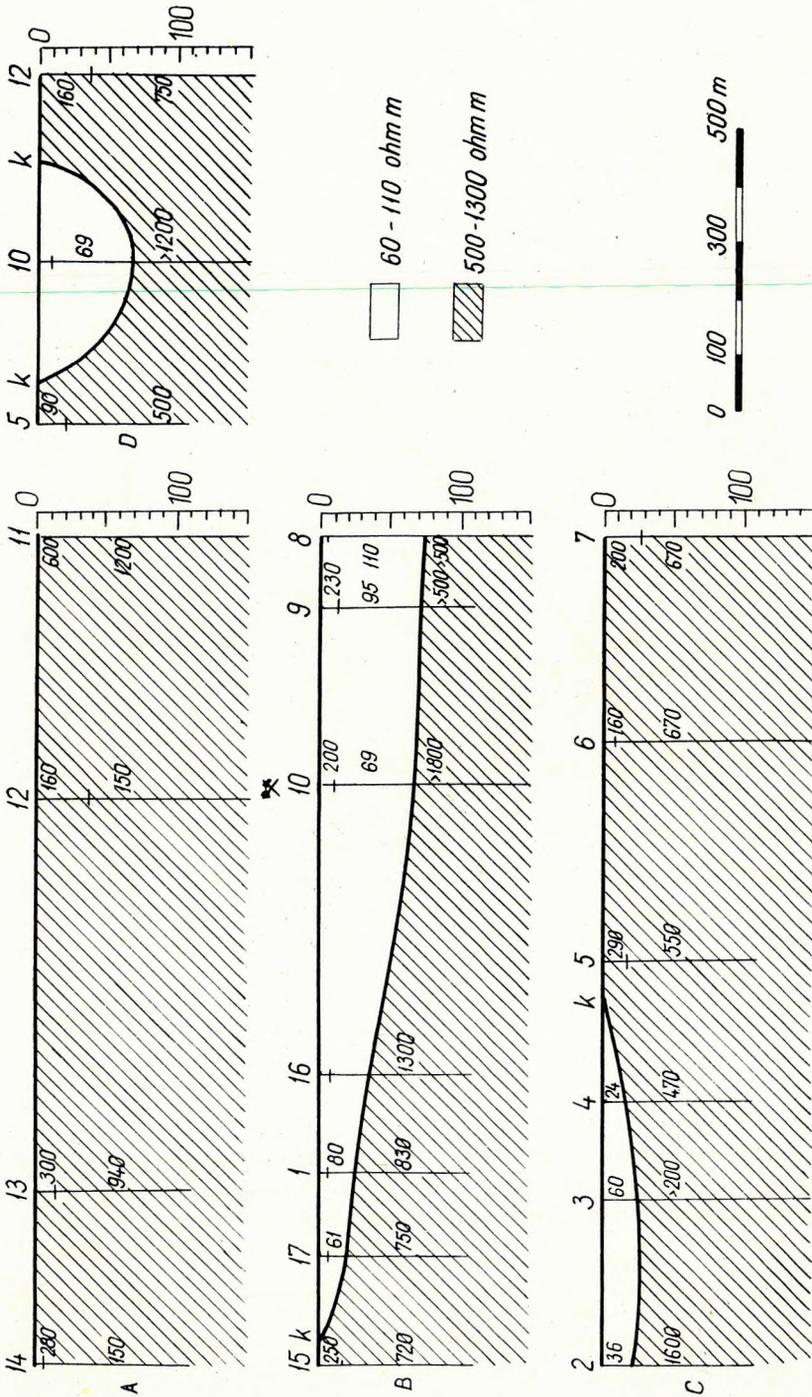
28. ábra. Arvaj Here város hordalékkal feltöltött eróziós völgye a geoelektromos mérések szerint
 1. fúrás, 2. régi fúrás, 3. geoelektromos szondázás helye, 4. geoelektromos szelvényvonal,
 5. eróziós völgy határa, 6. eróziós völgy területe, 7. 500–1300 ohmm-es kőzet a felszínen

Fig. 28. Эрозионная долина города Арвай Хере, заполненная обломочными породами, по данным электроразведки

1 – скважина, 2 – старая скважина, 3 – место электрического зондирования, 4 – линия электрического профиля, 5 – границы эрозионной долины, 6 – площадь эрозионной долины, 7 – обнажение породы, характеризующейся сопротивлением 500–1300 ом, на дневной поверхности

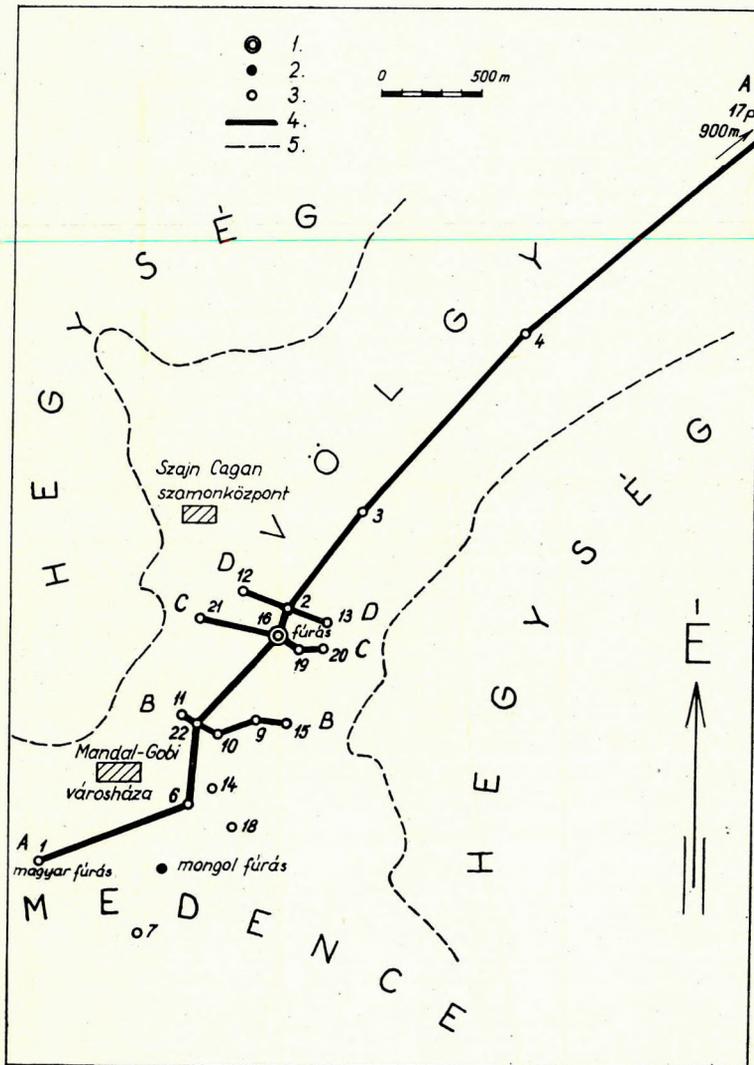
Fig. 28. Erosion valley at Arvaj Here town filled up with deposits according to geoelectric measurements

1. Boring, 2. Old boring, 3. Site of geoelectric sounding, 4. Geoelectric profile, 5. Margin of the erosion valley, 6. Area of the erosion valley, 7. Rock with 500–1300 ohmm resistivity on the surface



29. ábra. A völgytengellyel párhuzamos és erre merőleges rétegszelvények Arvaj Here városban
 Фиг. 29. Электрические разрезы параллельно и перпендикулярно оси долины в городе Арвай Хере

Fig. 29. Profiles parallel and perpendicular to the axis of the valley at Arvaj Here town



30. ábra. Szajn Cagan szamon és Mandal Góbi város környékén végzett mérések helyszínrajza

1. fúrás, 2. régi fúrás, 3. geoelektromos szondázás helye, 4. geoelektromos szelvényvonal, 5. völgyhatár

Фиг. 30. План работ, проведенных в районе самона Сайн Цаган и города Мандал Гоби

1 – скважина, 2 – старая скважина, 3 – место электрического зондирования, 4 – линия электрического профиля, 5 – границы долины

Fig. 30. Plan of measurements carried out in Sayn Tzagan samon and in the surroundings of Mandal Gobi town

1. Boring, 2. Old boring, 3. Site of geoelectric sounding, 4. Geoelectric profile, 5. Margin of the valley

Arvajhere város Uburhangaj tartomány székhelye. Beépített belterületén az aljzat 500–1300 ohmm ellenállású kristályos pala, amely számos helyen a felszínen is megtalálható (28. ábra). A geoelektromos mérések kimutatták (29. ábra), hogy a kristályos palában néhány száz méter széles, 40–70 m mély, valószínűleg eróziós eredetű, betemetett völgy húzódik. A völgyet kitöltő hordalék ellenállása 60–100 ohmm. A geoelektromos kutatás előtt már két fúrás mélyítették. Az egyikkel – véletlenül – megtalálták az eróziós völgyet. Ez a fúrás 20 liter/perc vizet ad. A másik – későbbi – fúrásnál a véletlen már nem kedvezett; a fúrás kristályos palába hatolt és meddőnek bizonyult.

Az új – harmadik – fúrásra a városközpontban, a Tanácsház közelében volt szükség. A geoelektromos szelvény szerint erre a 10-es pont volt a legalkalmasabb, amely az eróziós völgy középső részén, 68 m vastag hordalékra került. A 47 m mélységű fúrás törmelék, homok, kavics és homokos agyag rétegeket harántolt. Vízáadó réteget 37–47 m mélységben találtak; a fúrás vízhozama 120 liter/perc.

Szajn-Cagan falu Mandal-Góbi várossal, a Közép-Góbi tartomány székhelyével épült egybe. A falu egy kisebb völgyben fekszik, a város pedig egy 700 km² területű medence szélén. A völgy meglehetősen erős lejtéssel a medencébe torkollik (30. ábra). A mérések előtt a városban két vízkút működött, amelyek a vízellátást biztosították.

Szükséges volt a völgyben, a falu területén is egy fúrás. A völgyben azonban a morfológia alapján csak kis kiterjedésű, víztárolásra alkalmas rétegsort lehetett feltételezni. Az sem kedvezett, hogy a völgy felszínének lejtése miatt az esős évszakban lehulló csapadék legnagyobb része időszakos vízfolyáson keresztül a medencébe áramlott.

A geoelektromos mérések kimutatták, hogy a völgyben a víztárolásra alkalmas – 20–60 ohmm ellenállású – rétegsor a vártnál nagyobb (31. ábra). A völgy erős „V” jellege miatt a völgy középső részén a rétegsor vastagsága eléri a 110 m-t (D). A 800–1500 ohmm ellenállású magmás aljzat a völgy torkolatában földalatti gátat alkot (A).

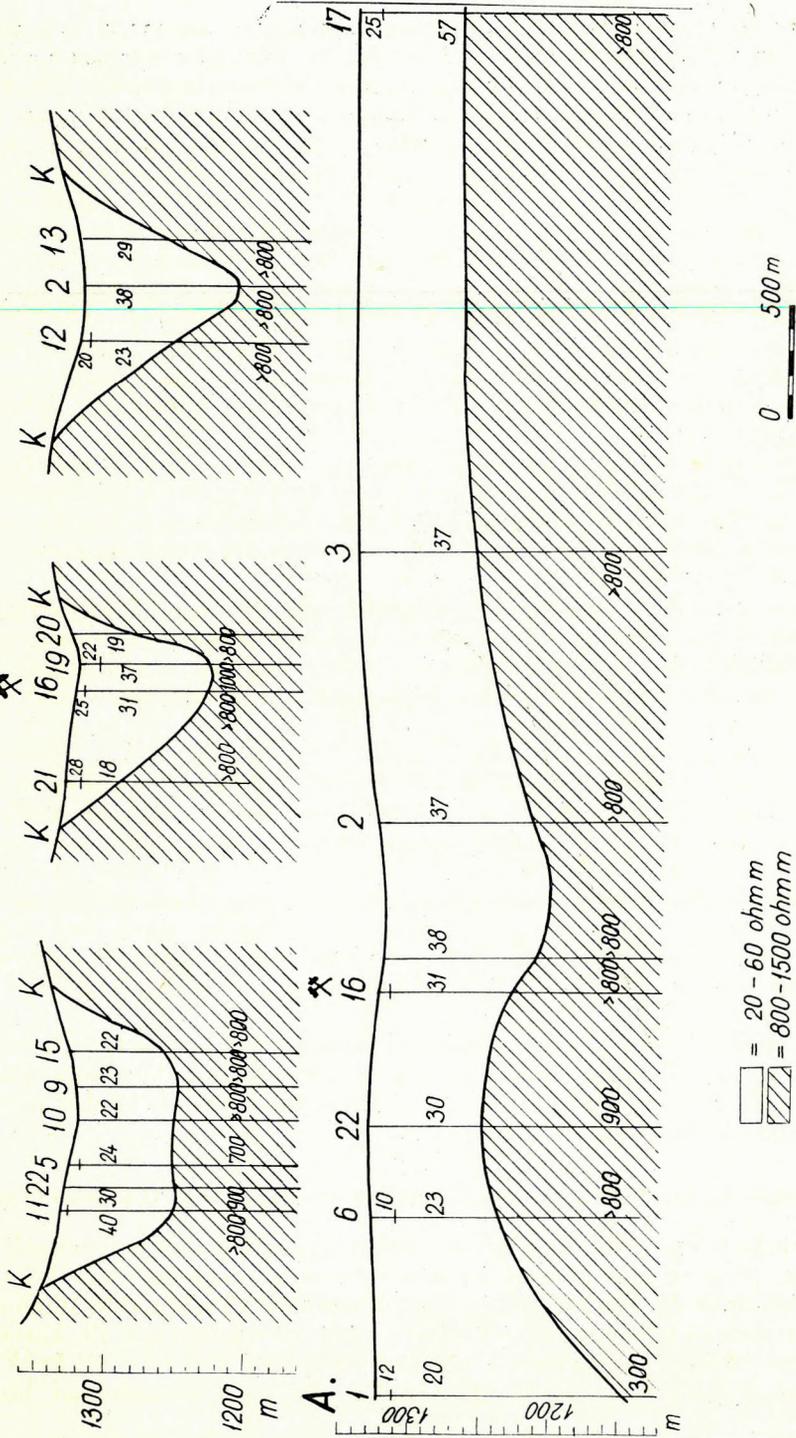
A gát azonban nem akadályozhatta meg a városi (medence perem) fúrásokban megtalált vízáadó rétegek átterjedését a völgybe, mert azok a gátnál magasabban települnek. A mélybeli víz áramlását azonban akadályozza, a völgyfelőli oldalon tehát – elvben – különösen jó tárolónak kellett kialakulnia.

A geoelektromos mérésekre alapozott (a 16 ponton kitűzött) fúrás mindezt igazolta. 46 m mélységig homok, kavics és változó porozitású tufa-rétegeket harántolt. Vizet, nagy hézagterfogatú, kavicsos tufa-rétegből kaptak 34–40 m mélységben. A vízhozam 150 liter/perc.

3. VÍZFÚRÁS TELEPÍTÉSÉRE ALKALMATLAN SZERKEZETEK, ILL. TERÜLETEK

Vízfúrás telepítésére, vagyis víznyerésre leginkább azok a területek alkalmatlanok, ahol az idős kőzetekből álló (többnyire magmás vagy kristályos) aljzat a felszínen ill. felszínközelen van. A terület vízfúrásra való alkalmatlanságát a víztároló üledékes összlet hiánya vagy kis vastagsága, ill. korlátozott kiterjedése okozza. A geofizikai mérések elsőrendű feladata ezeknek a területeknek a felismerése és körülhatárolása. Ez 4–8 szondázással könnyen

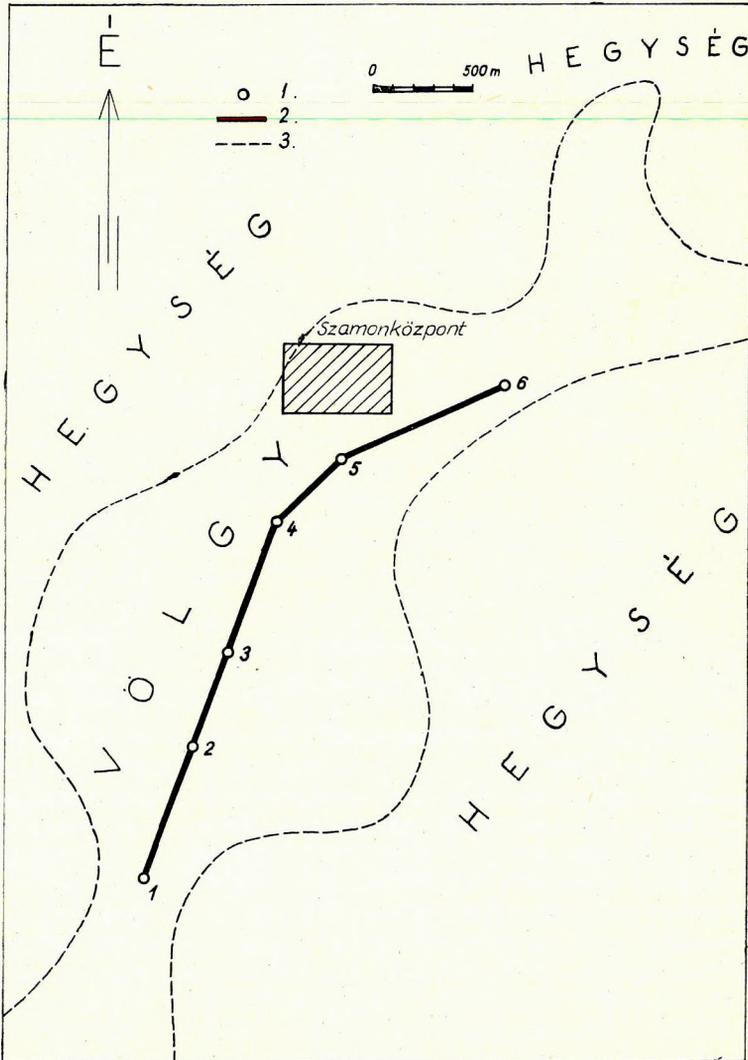
B. C. D.



31. ábra. Geoelektromos rétegszelvények Szajn-Sagan környékén
 Фиг. 31. Электрические разрезы в районе Сайн-Цаган
 Fig. 31. Geoelectric profiles around Sayn Tzagan

elvégezhető. Azt hihetnők, hogy ennek a feladatnak megoldásához nincs is szükség geofizikára, hiszen az ilyen területek a morfológia és a felszíni földtani térképezés alapján egyértelműen felismerhetők.

A valóságban azonban nem ilyen egyszerű a helyzet. A völgyek talpi üledéktakarójának vastagsága igen változatos, az egyik völgyben 5–20 m,



32. ábra. A mérések helyszínrajza Ulsiyt samonban

1. geoelektromos szondázás helye, 2. geoelektromos szelvényvonal, 3. völgyhatár

Фиг. 32. План работ в самоне Улзийт

1 — место электрического зондирования, 2 — линия электрического профиля, 3 — границы долины

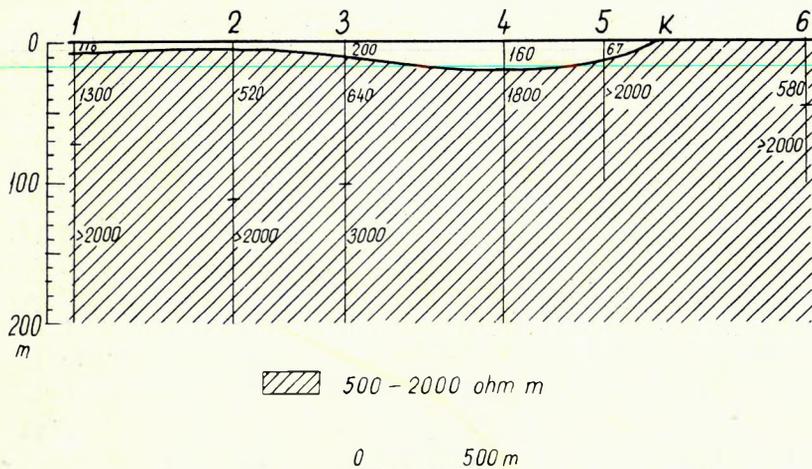
Fig. 32. Plan of measurements in Ulsiyt samon

1. Site of geoelectric sounding, 2. Geoelectric profile, 3. Margin of the valley

hasonló szélességű másik völgyben pedig a 100 métert is meghaladja. A kibúvások erről a nagy különbségről nem sokat árulnak el.

A meddőknek minősíthető területekre típusként az Uburhangaj tartományban fekvő *Ulziyt* szamonközpont kínálkozik.

A település 1 km szélességű, 7 km hosszúságú völgyben fekszik (32. és 33. ábra). A völgyet feltöltő üledék aljzata 500 – 2000 ohmm ellenállású, amely



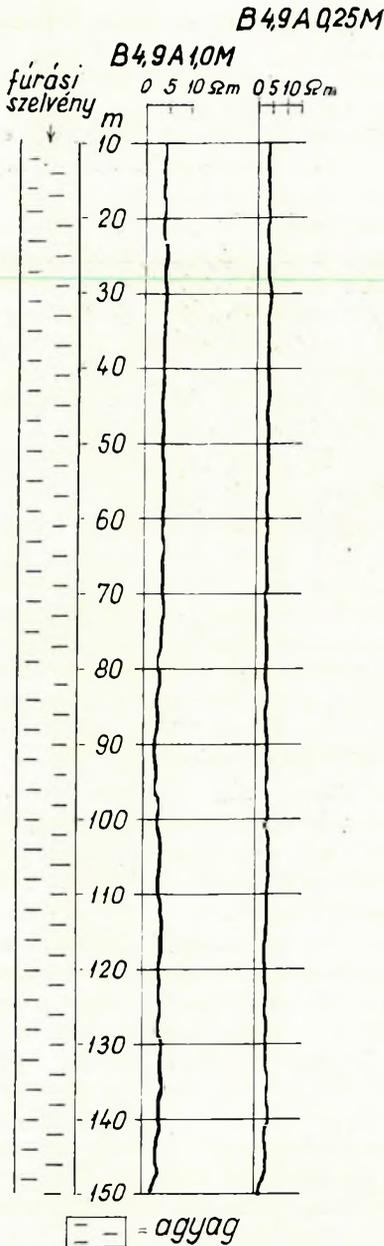
33. ábra. Felszínközeli elhelyezkedő eruptívumon mért geoelektromos rétegszelvény (Ulziyt)

Fig. 33. Электрический разрез, полученный над массивом изверженных пород, залегающим вблизи поверхности (Улзийт)

Fig. 33. Geoelectric profile measured on eruptive rocks near to the surface (Ulsiyt)

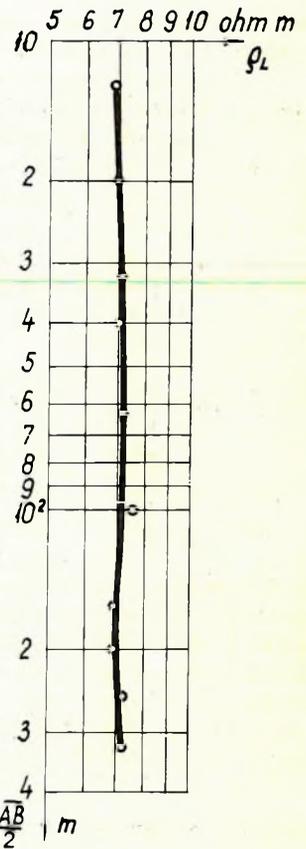
a völgyoldalban felszínen is megtalálható. Az aljzatot a völgy középső részén 8–20 m vastagságú, 60–200 ohmm ellenállású törmelékes összlet takarja, ennek kiterjedése mindössze 1 km², ellenállása 60 ohmm. Vízfúrás telepítésére márcsak kis vastagsága miatt sem alkalmas. Egy időszakos felszíni vízfolyás emellett a lehullott csapadék nagy részét elvezeti. Fúrás lemélyítését nem javasolták.

Bizonyos esetekben nehézséget okoz a felszínközeli, leggyakrabban 50–350 ohmm ellenállású réteg földtani értelmezése, ha alatta nagyobb ellenállású kőzet található. Pl. *Bajan – Delger* szamonban a gránit kis mélységben helyezkedik el, ellenállása 600–800 ohmm. A felszín közelében 10–30 m vastagságú, 200–350 ohmm ellenállású réteg települ. Ez az érték túlságosan nagy ahhoz, hogy a réteget víztárolásra alkalmasnak minősítsük. Néhány 3–5 m mélységű ásott kút, valamint egy a közelben levő nagyobb vízmosság segítségével tisztázódott a kérdés. Mind a 600–800 ohmm-es „aljzat”, mind pedig a 200–350 ohmm-es „fedőösszlet” gránit, mégpedig azonos fáciesű, csak a felszínközeli rész mállott. A mállottság a kőzet keménysége pl. fúrhatósága szempontjából nem számottevő, fajlagos ellenállását viszont kevesebb, mint a felére csökkentette. Feltételezhető, hogy a fúrás a gránit két állaga között nem is jelzett



34. ábra. Vastag agyagréteget harántoló fúrás karottáza szelvénye (Altanshire)

Фиг. 34. Каротажная кривая скважины, вскрывшей мощную толщу глинистых отложений (Алтаншире)
Fig. 34. Log of a well (well traversing thick beds of clay. (Altanshire)



35. ábra. Vastag agyagrétegen mért vertikális szondázási görbe (Csulut, 7 pont)

Фиг. 35. Электрическая кривая, полученная над мощной глинистой толщей (Чулут, (пункт 7)
Fig. 35. Curve of deep sounding measured on thick bed of clay (Chulut, point 7.)

volna különbséget. Hasonló jelenség másutt is előfordul; minden olyan területre jellemző, ahol az eruptivum a felszínen helyezkedik el, vagy csak egészen vékony talaj borítja.

A meddő területek másik jellegzetes típusa nagykiterjedésű üledékes medencékben fordul elő. Két formája különböztethető meg.

Az egyik jellegzetes „egyréteges” összletként jelentkezik. Ennél az üledékes rétegsor szinte kizárólag beltengeri agyagrétegből áll.

A geoelektromos mérésekkel előzetesen nem kutatott *Altansire* szomonban (Kelet Góbi tartomány) 164 m mélységű meddő fúrást mélyítettek le. A fúrás végig agyag, iszap-rétegeket harántolt. Közöttük egyetlen víztárolásra alkalmas réteg sem volt. A fúrásban végzett mélyfúrás geofizikai vizsgálat gyakorlatilag egy rétegnek jelezte az egész átfúrt összletet; fajlagos ellenállását közelítően 5 ohm-m-nek határozta meg (34. ábra). Hasonló „egyréteges” szelvényt mutattak ki geoelektromos mérések a már említett *Csulut* szomonban (Közép-Góbi tartomány). Az itt mért mélységi szelvénygörbe (lásd 35. ábra) gyakorlatilag egyenes. Azt jelzi, hogy a 200 méternél vastagabb rétegsor fajlagos ellenállása 7 ohm-m. Az alacsony ellenállásra való tekintettel a rétegsor víztárolásra alkalmatlannak minősült, s ezért fúrást nem is mélyítettek.

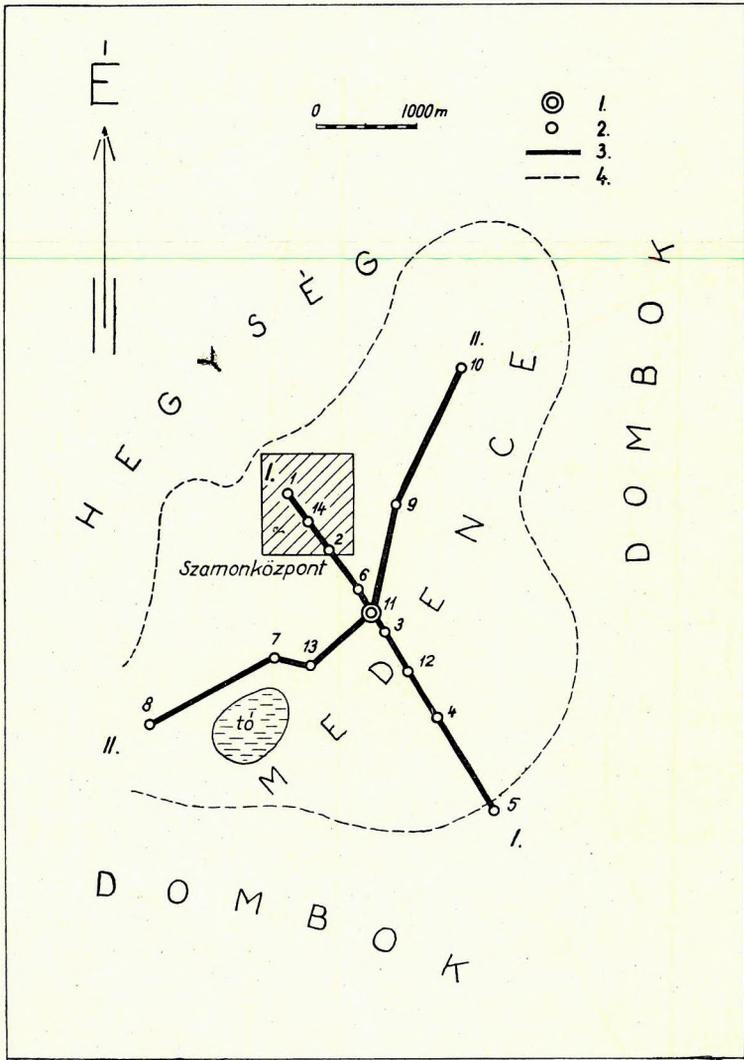
Az üledékes medencék vízfúrásra alkalmatlan másik változata *Talin Ceceg* szomonban (Közép-Góbi tartomány) fordul elő.

A fúrás itt 10 ohm ellenállású, 200 méternél vastagabb üledékes rétegsorra települt. Az ellenállás viszonylag kicsiny értéke elsősorban agyagot jelezett, egészen vékony homokrétegekkel. A fúrás ezt nem igazolta, a vártnál sokkal nagyobb volt a homok, laza homokkő rétegek száma. Összesen 20 ilyen réteg jelentkezett; összvastagságuk 52 m-t tett ki, szemben az agyag, agyagmárga rétegek 138 méteres összvastagságával. A homokrétegek egyrésze nem tartalmazott vizet, másrésze kevés, erősen sós vizet adott. A rétegsor alacsony ellenállását a homokréteg sósvíz tartalma okozta. Végeredményben a fúrást – nagy só tartalmú vize miatt – nem lehetett termelő kúttá kiképezni.

Nehéz megadni, mi az a fajlagos ellenállás küszöb érték, amelyen alul az üledékes rétegsort tiszta agyagnak, illetve sós vízzel telített homokrétegekből állónak kell értelmeznünk. Az 1960. évi mérések során 10 ohm-m-nek fogadtuk el ezt az értéket, de ez a meghatározás meglehetősen önkényes (csak öt esetben kellett alkalmazni); a későbbi tapasztalatok módosíthatják.

Végleges és minden esetben helytálló küszöbérték azonban később sem lesz megadható, mert bármilyen kicsiny is a rétegsor ellenállása, az agyagrétegek között csekély számú és kis vastagságú, édesvizet tároló homokréteg települhet. Egy 100 m mélységben fekvő, agyag közé települt, édes vizet tartalmazó 2 m vastagságú homokréteg felszíni ellenállásméréssel jelenleg nem mutatható ki. Az *Altansire*-éhez és *Talin Ceceg*-éhez hasonló meddő területeken ezért csak statisztikus eredményességre törekedhetünk. Ez itt azt jelenti, hogy eleve tudatában vagyunk annak, hogy ilyen területen lemélyített számos fúrásnak csak elenyészően kis százaléka lehet eredményes. Más szóval: ha a rétegsor ellenállása bizonyos értéknél kisebb, a fúrás eredményességének nem nagyobb a valószínűsége, mintha tömör eruptívumra telepítenénk.

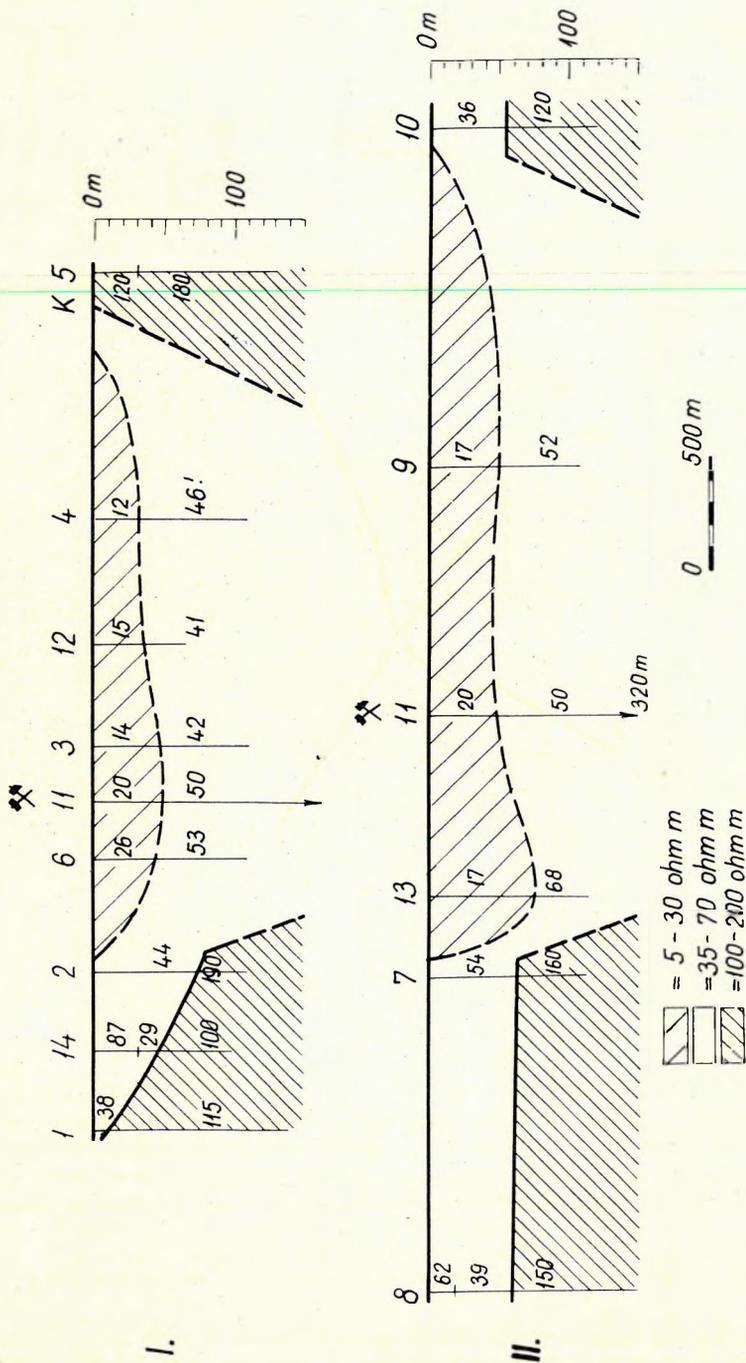
A vízfúrásra alkalmatlan területek közül nehezen ismerhetők fel azok, amelyeken a laza üledékek alatt vastag, homogén márgarétegek fekszenek. Ezek azok a területek, ahol az előzetes földtani és geoelektromos kutatás még a homokkő területeknél is kevesebb segítséget tud nyújtani a meddő fúrás megelőzésében.



36. ábra. A Baján Caganban végzett geoelektromos kutatás helyszínrajza
 1. fúrás, 2. geoelektromos szondázás helye, 3. geoelektromos szelvényvonal, 4. völgyhatár
 Фиг. 36. План электроразведочных работ, проведенных в районе Байан Цаган
 1 – скважина, 2 – место электрического зондирования, 3 – линия электрического профиля,
 4 – границы долины

Fig. 36. Plan of geoelectric prospecting in Bayan Tzagan
 Boring, 2. Site of geoelectric sounding, 3. Geoelectric profile, 4. Margin of the valley

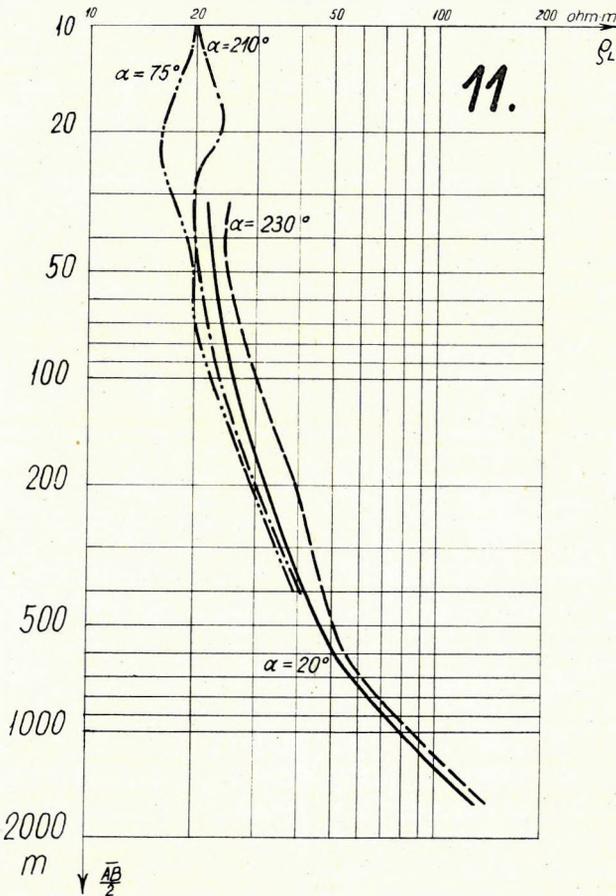
Ennek kettős oka van. Az ilyen márgarétegeket egyrészt (legtöbbször!) néhány 10 m vastag üledékösszlet borítja, s a felszínen nem lehet következtetni jelenlétükre; másrészt a márga ellenállása 20–70 ohmm, éppen megegyezik



37. ábra. А Ваян Саян-и ветődéсез szerkezet geoelektromos rétegszélvényei
 Фиг. 37. Электрические разрезы сбросового строения района Баян Цаган
 Fig. 37. Geoelectric profiles of the fault-structure at Bayan Tzagan

a víztárolásra legalkalmasabb üledékes rétegsor ellenállásával, tehát a geoelektromos megkülönböztetés sem lehetséges.

Bajan-Cagan szamonban (Központi tartomány) fordult elő ilyen rétegösszlet. A fúrásra a szamonközpontban – egy kb. 20 km² nagyságú medencében – volt szükség (36. ábra). A medencét 100–200 ohmm ellenállású kristályos pala veszi körül, amely a medence minden oldalán meredek vetővel süllyed a mélybe (37. ábra). A medencében több száz m vastagságú, de ehhez képest kis kiterjedésű (6 km²) üledékes rétegsor települ. A rétegsor geoelektromosan két rétegre különíthető. A felszínközeli réteg átlagosan 50 m vastag, fajlagos ellenállása 5–30 ohmm. Alatta 35–70 ohmm ellenállású réteg helyez-



38. ábra. A Baján Cagan-i fúráson mért négy azimutú vertikális szondázás görbéi

Фиг. 38. Вертикальное электрическое зондирование, проведенное на месте Баян-Цаганской скважины в четырех азимутах

Fig. 38. Curves of deep sounding measured in four azimuths at the Baján Tzagan boring

kedik el, vastagságát csak a medence közepén állapítottuk meg, ahol 315 m mélységig terjed.

A fúrás telepítése nehézségekbe ütközött. A medence szélén a kristályos pala túlságosan kis mélységben fekszik ahhoz, hogy felette a fúrás biztosan harántolhasson vízáadó réteget. A medence közepén viszont a medencealjzat túlságosan mély, a legfeljebb 200 m-ig mélyíthető fúrás semmiképpen sem érheti el az aljzat fölött várható kedvező törmelék réteget. Ezért a fúrás a 11-es pontra került (38. ábra), azzal a feltételezéssel, hogy a geoelektromosan kimutatott két réteg határán, vagy az alsó rétegben van víztároló. A feltevést az alsó réteg 35–70 ohmm-es ellenállására alapítottuk.

A fúrás meddő lett, s nem igazolta a geoelektromos mérések földtani értelmezését. 200 m mélységig túlnyomórészt márgarétegeket harántolt; vízáadó réteg nem jelentkezett. A fúrásban végzett mélyfúrás geofizikai vizsgálat szerint a márgarétegek 52 m mélységig kisebb ellenállásúak, mint mélyebben. Ezért bontották a felszíni ellenállásmérések a márgarétegeket két geoelektromos rétegre.

4. ÖSSZEFOGLALÁS

Leírásainkat és következtetéseinket 63 geoelektromos kutatási területen nyert tapasztalatokra alapoztuk. Mennyiségi adatait a II. táblázat évenként és hároméves összesítésben tünteti fel. Az adatok szerint a geoelektromosan vizsgált területek közül csak 12-t minősítettek fúrásra alkalmatlannak, vagyis a területek 19%-át.

II. táblázat

Geoelektromos mérések alapján telepített fúrások eredményessége Mongóliában

A kutatás éve	A geoelektromosan kutatott területek közül		A fúrást 1962 I. 1-ig		A mélyített fúrások közül		
	fúrásra alkalmas	fúrásra alkalmatlan	befejezték	nem fejezték be	eredményes	kis hozamú vagy sós vizű	meddő
1958	10 83%	2 17%	10	—	10 100%	— —	— —
1959	19 76%	6 24%	13	6	11 84%	1 8%	1 8%
1960	22 85%	4 15%	12	4 + 6	10 83%	2 17%	— —
Összesen	51 81%	12 19%	35	10 + 6	31 88%	3 9%	1 3%

Nem szabad természetesen elfelednünk, hogy geoelektromos méréseket csak ott végeztek, ahol a megelőző földtani térképezés kedvező indikációt ígért. A vízfúrásra legalkalmatlanabb területeken geoelektromos kutatásra tehát már sor sem kerülhetett. Éppen ezért nehéz akár közelítő becslést is adni arról, hogy Mongólia szöbänforgó területeinek mekkora hányada alkalmatlan vízfúrás lemélyítésére. Ez a becslés már csak azért sem lenne reális, mert a kérdéses tartományok összes területe többszázezer km², s ehhez viszonyítva a 920 szondázási görbe és a 35 fúrás elenyészően kevés.

A hároméves munka alapján azonban határozottan *cáfolható az régebbi elképzelés, hogy Mongólia bizonyos részein pl. a Góbi sivatagban vagy néhány*

– magmásközből álló – fennsíkron a vízellátás fúrással sem oldható meg. Nincs Mongóliának egyetlen olyan területegysége, amelynek valamelyik részén ne lenne lemélyíthető eredményes vízfúrás. A probléma csak az, hogy a fúrást nagyobb területre kiterjedő, előzetes földtani és geofizikai mérések alapján telepítsék.

A geoelektromosan vizsgált 63 terület közül 51-en tűztek ki fúrást (az összes területek 81%-án). 1961. év végéig ezek közül a már említett 35 fúrást fejezték be (II. táblázat). Ezeknek 88%-a eredményes, 3%-a meddő, 9%-át pedig a kis vízhozam, vagy a víz nagy sótartalma miatt nem képezték ki vízkúttá.

Feltűnő, hogy az 1958. évben a fúrások 100%-a eredményes lett, az 1959. és 1960. évben viszont csak 84%-a, ill. 83%-a. Kétségtelen része van ebben a szerencsének – mint vízfúrásnál teljesen el nem hanyagolható tényezőnek – emellett azonban tény, hogy amíg a fúrások telepítése az első évben a lehető legnagyobb biztonsággal történt, a második és harmadik évben kérdéses területeken is mélyítettek *kísérleti jellegű fúrásokat*. Ezeknek főként a jövőben van jelentőségük; céljuk az volt, hogy kedvezőtlen, de bizonyos megfontolások szerint eredményt ígérő víztároló szerkezeteket ismerjünk meg. Ilyen volt pl. a Baján Cagan-i, Arvaj Here-i, Ulbajan-i, Baján-Barat-i, stb. fúrás.

Mongóliában tehát van lehetőség a meddő fúrások számának jelentős csökkentésére s a kutak vízhozamának tekintélyes növelésére. Ha a fúrás telepítését megfelelő földtani és geofizikai kutatás előzi meg, akkor – még a Góbi sivatagban és az ezt övező arid peremvidékeken is – a régebbi 30%-os eredményesség 80–85%-ra növelhető. Ez a szám alaposan megfontolt, inkább szerény. Valójában az eredményesség – elméletileg – akár a 90–95%-ot is elérheti, ha az összes fúrások kb. 20%-át kitevő kísérleti fúrásoktól eltekin-tünk.

A geoelektromos kutatás által szolgáltatott adatok – fontossági sorrendben – a következők:

- a) A geoelektromos aljzat (leggyakrabban tömött magmás, vagy átala-kult kőzet, ritkábban karbonátos üledékes kőzet) elkülönítése a laza fedőösszlettelől.
- b) Az aljzat mélységének és domborzatának meghatározása.
- c) Az üledékes összletben a talajvíztárolásra alkalmas (pl. homok) rétegek megkülönböztetése a tárolásra alkalmatlan (pl. agyag, iszap) rétegek-től.
- d) A víztárolásra alkalmas réteg kiterjedésének és vastagságának meg-határozása.
- e) Ha ezeket a feladatokat a geoelektromos kutatás pusztán a fajlagos ellenállás különbségeire alapozva nem tudja megoldani, akkor még mindig adhat közvetett felvilágosítást. Pl. a fajlagos ellenállás valamely rétegben észlelhető oldalirányú változásának detektálásával (Ulbajan, Ongon).

A mongóliai geoelektromos terepi kutatásban 1958-ban *Kremszner* Miklós geofizikuspályás mérnök, 1959–1960-ban *Hobot* József bányageológusmérnök, a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet munkatársai, továbbá *Goncsigin Handaj* mongol fizikus működött közre. Munkájukat e helyen is elismerés illeti.

IRODALOM

- Alföldi László*, 1963: Water prospecting in the desert regions. UNO Genf.
- Alföldi László*, 1963: Lefolyástalan medencék vízföldtani kérdései. Hidrológiai Közöny.
- Alföldi László*, 1963: Magyar Vízkutató expedíció Mongóliai eredményei. Hidrológiai Tájékoztató Budapest.
- Alföldi László*, 1964: Lefolyástalan medencék üledékföldtani kérdései. MÁFI Évkönyv.
- Alföldi László*, 1960: Lefolyástalan medencék üledék- és vízföldtani kérdései a Mongol Népköztársaság sivatagi és félsivatagi területein. Kézirat.
- Habberjam G. M.* és *Whetton J. T.*, 1954: A Resistivity Investigation into a Washout Feature in Coal Measure Strata. Geophysical Prospecting Vol. II. 1. 24 – 37. p.
- Lendvay K.* – *Szabadváry L.* – *Szénás Gy.*, 1955: Komplex szeizmikus-elektromos mérések alkalmazása kismélységű szerkezetek kutatásában. Mélyépítési Értesítő.
- Маринов Н. А.*, 1957: Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Москва. Министерство геологии и охраны недр СССР 1957: Геологическая карта Монгольской Народной Республики.
- Moore R. W.*, 1952: Geophysical Methods Adapted to Highway Engineering Problems. Geophysics, Vol. XVII. 3. 505 – 530. p.
- Обручев В. А.*, 1948: По горам и пустыням Средней Азии. Москва.
- Szabadváry L.*, 1961: A geoelektromos kutatás tapasztalatai mongóliai vízfúrások telepítésénél. Geofizikai Közlemények, IX. kötet, 3 – 4. szám.
- Szabadváry L.*, 1960: Összefoglaló adatok Mongólia vízföldtani viszonyairól. Orosz nyelvű kézirat, Mongol Mezőgazdasági Minisztérium.
- Синицын В. М.*, 1957: Турфан Хаикская Впадина и Гаунская Гоби. Москва.

СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение	3
1.1 Область работы венгерской экспедиции	4
1.2 Вопросы геологической, гидрогеологической интерпретации результатов	4
1.21 Опорный электрический горизонт, представленный породами, в основном непригодными для содержания воды	5
1.22 Породы покровной толщи, перспективные в отношении водоносности	6
1.23 Покровная толща, характеризующаяся удельным электрическим сопротивлением ниже 10 ом	7
1.24 Горные породы, не рассмотренные в разделе об основной модели разведки	7
2. Структуры, перспективные в отношении заложения водоисковых скважин	8
2.1 Небольшие бассейны, долины, располагающиеся в горах	8
2.2 Районы, располагающиеся в крупных бассейнах, в равнинных областях	10
2.21 Модель типа „террасы”	11
2.22 „Сбросовое строение”, обусловленное прибортовыми горами	12
2.23 Гидрогеологическое строение внутренних частей бассейнов	13
2.24 Обзор характеристик водоносных структур, находящихся в бассейнах (равнинных районах)	15
2.3 Водоисковые скважины, пробуренные в неовулканических породах	17
2.4 Бурение водоисковых скважин в поселенных районах	17
3. Структуры и районы, неперспективные в отношении бурения водоразведочных скважин	18
4. Заключение	20

CONTENTS

1. Introduction	23
1.1 The working area of the Hungarian Expedition	24
1.2 Problems of geological interpretation and hydrogeological estimation	24
1.21 Geoelectric fundament usually unsuitable for containing water	24
1.22 Rocks with the character of covering complex suitable for containing water	25
1.23 Covering complex with a resistivity lower than 10 ohmm	26
1.24 Rocks not discussed in connection with the fundamental model of prospecting	27
2. Structures suitable for locating water prospecting wells	27
2.1 Smaller basins, valleys in mountain areas	27
2.2 Areas in greater basins, on plains	29
2.21 The “terrace type” model	30
2.22 “Faulty structure” created by the marginal mountains	31
2.23 The hydrogeological structure of the basins’ interior	31
2.24 Summary of the characteristics of water-containing structures lying in basin (on plain)	33
2.3 Water-prospecting borings drilled in neovolcanic rocks	35
2.4 The locating of water-prospecting wells in populated areas	35
3. Structures and areas unsuitable for the locating of water-prospecting wells	36
4. Summary	37

TARTALOM

1. Bevezetés	39
1.1 A magyar expedíció működési területe	41
1.2 A földtani értelmezés, vízföldtani értékelés kérdései	43
1.21 A víztárolásra rendszerint alkalmatlan geoelektromos aljzat	46
1.22 Víztárolásra alkalmas, fedőösszlet jellegű kőzetek	47
1.23 A 10 ohmm-nél kisebb ellenállású fedőösszlet sajátos szerpe	48
1.24 Az alapvető kutatási modellnél nem tárgyalt kőzetek	48
1.3 Anizotrópia	48
2. Vízfúrássra alkalmas szerkezetek	49
2.1 Hegységben fekvő kisebb medencék, völgyek	49
2.2 Nagyobb medencékben, síkvidéken fekvő területek	60
2.21 A „terasz típusú” modell	61
2.22 A peremhegység alkotta „vetődéses szerkezetek”	63
2.23 Medencék belterületének vízföldtani felépítése	66
2.24 Medencében (síkvidéken) fekvő víztároló szerkezetek jellemzőinek össze- foglalása	73
2.3 Neovulkáni kőzetekben lemélyített vízfúrások	75
2.4 Vízfúrás telepítése lakott területen	78
3. Vízfúrás telepítésére alkalmatlan szerkezetek, ill. területek	82
4. Összefoglalás	91

