

Beziehungen zwischen Karstwässern und Thermen auf Grund der beobachteten Verhältnisse im Transdanubischen Mittelgebirge*)

Von M. Vendel**) und P. Kisházi**)

Mit 12 Abbildungen und 4 Tabellen

1. Einleitung. Die geothermische Begründung der Entstehung der Thermen vom Karstwasserursprung, die Unterströmungstheorie.

Am Rande des verkarsteten Transdanubischen Mittelgebirges, im Berührungsteil der umgebenden Becken: der Großen Tiefebene, der Kleinen Tiefebene und des Südpannonischen Beckenteiles, brechen bekanntlich an vielen Stellen Warmwässer mit verschiedenen, den jährlichen Mittelwert übersteigenden Temperaturen auf. Man hat auch durch Bohrungen in der Nähe der Berührungslinien unter der jungen Sedimentdecke Warmwässer aufgeschlossen. Unter den Thermen des Randgebietes sind die Budapester die bekanntesten, von welchen eine besonders reiche Literatur zur Verfügung steht (zusammengefaßt im Punkt 1. des Literaturverzeichnisses). Aber auch über die übrigen, am Rande des Mittelgebirges auftretenden Warmquellen haben wir ziemlich viele Angaben. Aus der geologischen Lage dieser Quellen gefolgert, scheint es als sehr wahrscheinlich, daß ihre Entstehung einen einheitlichen Grund hat. Diesbezüglich ist aber die Auffassung unserer Hydrogeologen auch heute noch nicht einheitlich. Im folgenden möchten wir es versuchen, die Entstehung dieser Warmquellen auf einheitlicher Grundlage zu stellen. Im voraus möchten wir uns aber im allgemeinen mit einigen geologischen Lagerungsformen, weiterhin mit dem thermischen Verhalten der einzelnen Gesteine bzw. Schichtgruppen befassen und nachher möchten wir unsere Ansicht über die Entstehung der Warmquellen am Rande des Mittelgebirges darlegen

*) Das Wesen dieser Studie hat M. Vendel unter dem Titel: „Beziehungen zwischen Karstwässern und Thermen auf Grund der Verhältnisse im Transdanubischen Mittelgebirge“ in der Sitzung vom 27. Oktober 1961 der Geologischen Gesellschaft in Wien vorgetragen. Dieser Vortrag wurde in gemeinsamer Arbeit mit P. Kisházi dann ausführlicher in der obigen Form ausgearbeitet:

**) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. Miklós Vendel und wiss. Mitarbeiter Dipl.-Ing. Geol. Péter Kisházi, Interpretierungsgruppe der Ung. Akad. d. Wiss. Petr. Gruppe des Bergbauforschungsinst., Sopron, Szent György utca 16, Ungarn.

und dabei auch die bishèrige Literatur und frühere Ergebnisse in Betracht ziehen. Wir sind aber der Meinung, daß die aus dem Transdanubischen Mittelgebirge uns derzeit zur Verfügung stehenden bisherigen Daten zur Zeit nur eine qualitative Behandlung der Wasser- und Wärmeströmungsfragen ermöglichen. Eben darum sind die entworfenen und unsere Ansicht beleuchtende Abbildungen auch nur so zu werten.

Der Wärmestrom der Erde, der Fluxus, spielt bei sehr vielen, in der Erdrinde sich abspielenden thermischen Vorgängen eine wichtige Rolle, somit — wie man annehmen darf — auch in den thermischen Vorgängen der Warmquellen des Transdanubischen Mittelgebirges.

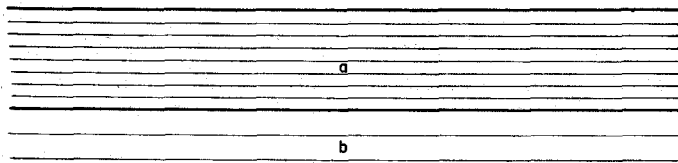
Der Wärmefluß der Erde, der Fluxus, ist vom Erdinneren radial nach auswärts gerichtet. In gewissen Fällen können bekanntlich Abweichungen vom normalen Wert des Wärmeflusses vorhanden sein. So ist z. B. eine Anomalie in der Gegend von Vulkanen, in der Nähe von zwei, miteinander seitwärts in Berührung stehenden Gesteinsmassen verschiedener Wärmeleitfähigkeiten, beim Auftreten von Wasserströmungen usw., zu erwarten.

Die Werte der Wärmeleitfähigkeiten findet man in unserem Aufsatz bei der Behandlung der Budapester Warmquellen.

Zuerst fassen wir jene Fälle ins Auge, wo es im Gestein kein strömungsfähiges Wasser gibt.

Wenn eine homogene, die Wärme gut leitende Gesteinsmasse von einer einheitlichen, homogenen, die Wärme schlecht leitenden Gesteinsdecke mit horizontaler Basis und auf sehr großer Fläche bedeckt ist, dann erscheinen die Geoisothermen praktisch horizontal und parallel zueinander, u. zw. im schlechten Wärmeleiter dichter, im guten aufgelockerter, so wie es die Abbildung 1. zeigt. An der Oberfläche der Geoisothermen fehlen Höcker und Einbuchtungen.

Im Falle zweier homogener, sich seitwärts mit vertikaler Fläche un-mittelbar berührender, bis an die Oberfläche reichender, gleiche Höhe ü. d. M. besitzender, verschieden wärmeleitender und zur Strömung geeignetes Wasser nicht speichernder Gesteine wird in dem schlecht wärmeleitenden Gestein die Temperatur im gleichen Niveau und in gleicher Entfernung, aber etwas entfernt von der Berührungsfäche höher sein als in dem gut wärmeleitenden. Dieser thermische Unterschied bringt aber das Bestreben zur Wärmeausgleichung durch Wärmeströmung von dem schlechter wärmeleitenden Gestein in das bessere mit sich. In der Abb. 2 führen wir einen solchen ideal vorgestellten Fall vor. Ein schlecht wärmeleitendes Gestein berührt sich seitlich mit vertikaler und unten mit horizontaler Fläche mit einem gut wärmeleitenden. Die Oberflächentemperatur der beiden ist gleich. Wegen seinen höher liegenden Isothermen



Zeichenerklärung zu den Abb.1-10

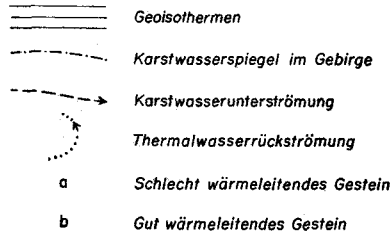


Abb. 1

muß die schlechter wärmeleitende Gesteinsmasse an die besser wärmeleitenden notwendigerweise Wärme abgeben. Infolgedessen wird der Fluxus in Grenznähe in der gut wärmeleitenden Gesteinsmasse wachsen, in der schlecht wärmeleitenden aber sinken. Die Zunahme des Fluxus wird noch durch ein gewisses, von unten ankommendes Plus vergrößert. (Siehe weiter unten!) Dies verursacht, wie dies aus dem bekannten $gg = \frac{\lambda}{q}$ Zusammenhang, wo gg den geologischen geothermischen Gradienten (im weiteren benützen wir vereinfachungshalber für seine Bezeichnung immer nur gg), λ die Wärmeleitungsfähigkeit des Gesteines, q den Fluxus kennzeichnet, zu sehen ist, daß in der gut wärmeleitenden Gesteinsmasse gegen die Grenze zu die Isothermen steigen, in der schlecht wärmeleitenden jedoch sinken. Mit anderen Worten: In dem schlecht wärmeleitenden Gestein nimmt gg wegen örtlicher Fluxusveränderung in der gestörten

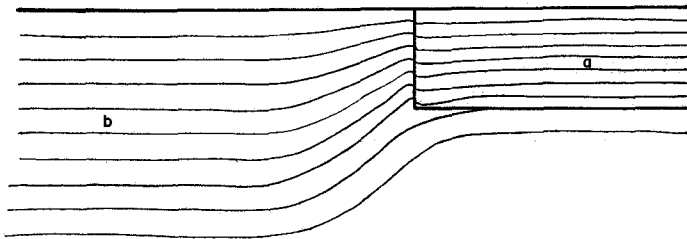


Abb. 2

Zone zu, in der gut wärmeleitenden aber nimmt er ab. Die Form der Geoisothermen wird auch dadurch ein wenig beeinflußt, daß etwas Wärme in dem schlechter wärmeleitenden Gestein neben der senkrechten Scheidewand verloren geht, da diese Wärmemenge aus dem schlechter wärmeleitenden Gestein austritt und entlang jener Wand nach oben strebt. Diese Anomalie wird den Fluxus in dem schlecht wärmeleitenden Gestein neben der senkrechten Scheidewand ein wenig vermindern, in dem gut wärmeleitenden erhöhen. Diese Wärmemenge wird ferner noch durch die Wärme, die aus dem bedeckten besser wärmeleitenden Gestein stammt, vermehrt, da ein Teil des hier zur Geltung kommenden Fluxus, die Unterkante der Scheidefläche umgehend, gleichfalls in das besser wärmeleitende Gestein gelangt. Diese Anomalien werden den Fluxus in dem schlecht wärmeleitenden Gestein neben der senkrechten Scheidewand ein wenig vermindern, in dem gut wärmeleitenden aber erhöhen. Diese Wirkungen verursachen an dem Verlauf der Geoisothermen neben der Wand in dem schlechter wärmeleitenden Gestein eine kleine Talung, in dem besser wärmeleitenden einen kleinen Rücken. Das Relief des Tales dürfte aber erwartungsgemäß durch den von der Seite ankommenden Wärmestrom ziemlich geglättet sein. Der kleine Rücken und die kleine Talung der Isothermen ist allerdings unserer Meinung nach sowohl in der Abb. 2, wie auch in den folgenden ein wenig übertrieben groß gezeichnet. Die wahrscheinliche Lage der Geoisothermen zeigt unsere Abbildung. In größerer Entfernung von der Grenzfläche kann man die Anordnung der Geoisothermen praktisch schon als ungestört annehmen. Die Unterschiede zwischen den an der Grenze der schlecht und gut wärmeleitenden Gesteinsmassen ausgebildeten Isothermenrücken und -talungen glätten sich nach oben immer mehr, weil Wärmeströmung sowohl rechts wie auch links vom Rücken zu erwarten ist. Im allgemeinen können wir aber sagen, daß in zwei, von der Grenzfläche schon ein wenig entfernter und symmetrisch von derselben nach links und rechts in gleichem Abstand und Niveau liegenden Punkten jene Erscheinung besteht, daß die Temperatur in dem schlechter wärmeleitenden Gestein höher sein wird als in dem besser wärmeleitenden.

Wenn die Berührung der schlecht und gut wärmeleitenden homogenen Gesteinsmassen entlang einer schiefen Grenzfläche zustande kommt, ferner die schlecht wärmeleitende Gesteinsmasse die gut leitende zum Teil überdeckt und aufgespeichertes Wasser fehlt, dann muß in diesem Falle Wärme von der schlecht wärmeleitenden in die gut wärmeleitende Schicht durch die Grenzfläche abgegeben werden, weil in der schlecht wärmeleitenden, in den von der Berührungsfläche weiter entfernten, praktisch schon als ungestört ansprechbaren Teilen die Isothermen dichter er-

scheinen als in der gut wärmeleitenden. Diesen Fall geben wir wieder in der Abb. 3. Übrigens wurde dieses Profil, ähnlich jenem von Abb. 2., in der Annahme entworfen, daß das gut wärmeleitende Gestein nicht nur seitwärts, entlang einer schiefen Fläche, sondern auch unten horizontal mit dem schlecht wärmeleitenden in Kontakt steht. Die genannte Abbildung gibt die ungefähre Lage der Geoisothermen an. Auch hier gilt es übrigens im allgemeinen, daß zwischen den im gleichen Abstand links und rechts in ein wenig größerer Entfernung von der schiefen Grenzfläche und in demselben Niveau liegenden zwei Punkten ein Temperaturunterschied zu vermerken ist, und zwar so, daß in dem schlecht wärmeleitenden Gestein die höhere Temperatur auftritt. Auch hier bildet sich in der gut wärmeleitenden Gesteinsmasse in der Nähe der schiefen Grenze ein kleiner Temperaturrücken aus, doch verschwommener als bei senkrechtem Kontakt.

Nehmen wir an, daß die gut wärmeleitende homogene Gesteinsmasse kappenförmig von einer schlecht wärmeleitenden homogenen Gesteinsdecke bedeckt ist. Die Ausbildung der Kappe ist am meisten als Ergebnis einer Transgression zustande gekommen. In diesem Falle, wie Abb. 4. zeigt, erhöht sich die Temperatur in der schlecht wärmeleitenden Gesteinskappe, die Geoisothermen nähern sich einander und gg nimmt ab. Diese in der Kappe auftretende Erscheinung wirkt auch einigermaßen auf die abgedeckte gut wärmeleitende Gesteinsmasse zurück, indem in deren Spitzenteil sich gg verkleinert.

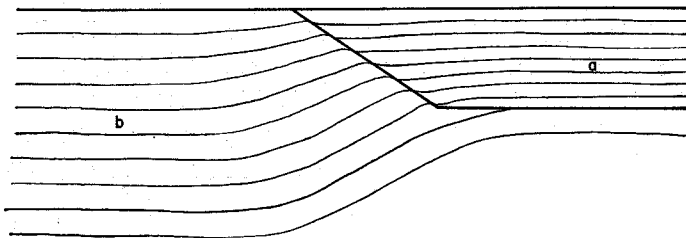


Abb. 3

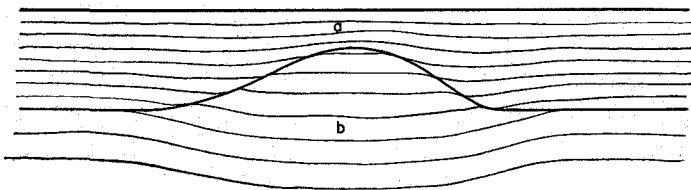


Abb. 4

In Abbildung 5. haben wir einen solchen Fall dargestellt, in dem die gut wärmeleitende Gesteinsmasse die schlechte an einer Seite mit schiefen, an der anderen aber mit einer senkrechten Fläche berührt. Diese Flächen kann man als etwaige Brüche betrachten. Die thermischen Verhältnisse stimmen in diesem Falle im Wesen mit den in der Abb. 4 gezeigten überein.

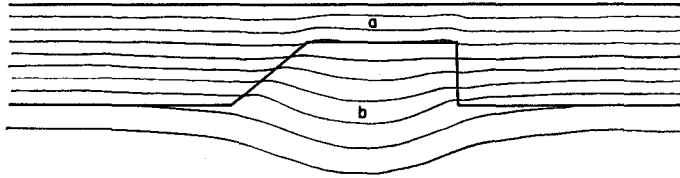


Abb. 5

Bisher haben wir vorausgesetzt, daß in den zwei sich berührenden, schlecht und gut wärmeleitenden Gesteinsmassen kein zur Bewegung geeignetes, aufgespeichertes Wasser sich befindet. Untersuchen wir nun einige Fälle, für welche es charakteristisch ist, daß die gut wärmeleitende Gesteinsmasse praktisch strömungsfähiges Wasser, und zwar Karstwasser, enthält.

Wenn die wasserabsperrende und einheitlich homogene, schlecht wärmeleitende Decke mit horizontaler Fläche und auf großem Flächenraum eine verkarstete Karbonatmasse bedeckt, dann kann die Wärmewirkung an den Geoisothermenflächen, ähnlich zum Fall in der Abb. 1., keinen wesentlichen Buckel oder Einbiegung verursachen; die Geoisothermen laufen praktisch horizontal und miteinander parallel. In diesem Falle würde die infolge der Wirkung des von unten ständig ankommenden Fluxus in dem Karstwasser eintretende Konvexion zu einem solchen dynamischen Gleichgewicht führen, bei welchem man nur mit einer Herab- und Hinauf-, aber mit keiner seitwärtigen Strömung bzw. Tendenz rechnen müßte.

Nehmen wir nun an, daß die wasserspeichernde, die Wärme gut leitende Gesteinsmasse von einer die Wärme schlecht leitenden wassersperrenden Gesteinsdecke, gleichsam wie mit einer Kappe zugedeckt ist. Eine solche Lage kann z. B. dann zustande kommen, wenn ein verkarstetes, für Wasserspeicherung geeignetes Kalkstein-Dolomit-Gebirge bzw. eine so geartete Gesteinsmasse in das Meerwasser versank und im Verlauf dieses Vorganges eine wasserabsperrende und an Wärmeleitungsfähigkeit hinter den Karbonatgesteinen zurückbleibende Sedimentgruppe sich darauf lagerte. Die von der Verkarstung (oder aus der Tektonik) herrührenden Höhlungen sind mit Wasser angefüllt. Im Kalkstein-Dolomit-Karstwasser-

system befindet sich das Wasser praktisch im dynamischen Gleichgewicht; man kann nur mit den, durch die nach oben zu abnehmenden Temperaturen hervorgerufenen Konvektion mit einer gewissen seitlichen Strömungstendenz rechnen. Abb. 6 zeigt diesen Fall. In der die Wärme schlecht leitenden und wassersperrenden Sedimentkappe, ober der aus gut leitenden Karbonatgesteinen bestehenden Masse, muß die Temperatur naturgemäß ansteigen. Die Temperaturänderung wird entlang der Sedimentdecke aufwärts, infolge der wärmenden Einwirkung des hier strömenden Warmwassers geringer, als im Zustand ohne strömendes Wasser (siehe Abb. 4). Man darf auch im Scheitel eine höhere Temperatur erwarten, ebenso im unteren Teil der diesen bedeckenden Kappe. Dieses Plus kann jenem Fluxusanteilüberschuß angelastet werden, der vom schräg an der Seite der Kappe aufwärts strömenden Wasser aufgenommen wurde. Die Wärmeleitfähigkeit des Wassers haben wir teils in Anbetracht der im Verhältnis des speichernden Gesteins geringen Menge, teils wegen der auftretenden Konvektion vernachlässigt. Die Konvektionsströmung des Wassers wird durch die Wärme reguliert. Das im Scheitel eintreffende warme Wasser erscheint in diesem kälter als unten, am Beginn der Kappe, da es

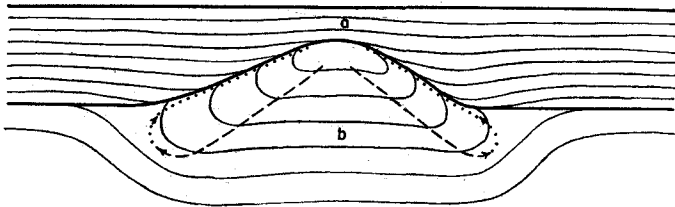


Abb. 6

im Laufe seiner Aufwärtsbewegung infolge der Annäherung an die Oberfläche, Wärme abgibt und da am Scheitelpunkt das Wasser die Wärme nunmehr von unten, vom Fluxus erhält, kann vom Scheitelpunkt senkrecht hinabzu das von unten nach oben strebende wärmere Wasser im selben Niveau bereits mit niedrigeren Temperaturen angenommen werden, als das an der Seite der deckenden Kappe nach oben strömende Wasser. Dieser Umstand setzt eine Strömung mit seitlicher Komponente von der Mittellinie her in Richtung auf die Seiten in Gang, was sich in einer gewissen Unterströmung des entlang der Seiten aufwärts strebenden warmen Wassers offenbart, die Wasserströmung aber mutmaßlich nur in einer sehr langsamen Drehung hält, ungefähr so, wie es die eingezeichnete Strömungskurve zeigt. Infolge der skizzierten thermischen Wirkungen kann man unter der Kappe im allgemeinen große geologische und geothermische Gradienten erwarten.

Was geschieht aber, wenn eine Abtragung vorhanden ist und diese die abgedeckte verkarstete Karbonatmasse dermaßen erreicht, daß sie teils an die Oberfläche gelangt, doch der ausbeißende verkarstete Gebirgstiel noch ringsherum von der schlecht wärmeführenden und wasserabsperrenden Sedimentserie noch bedeckt wird.

Nehmen wir zuerst an, daß die Abtragung gleich tief, sowohl in dem verkarsteten Karbonatgebirge, als auch in seiner jüngeren Sedimentdecke hinabgedrungen ist. Diese Annahme bedeutet, daß — praktisch — der mit horizontaler Oberfläche ausbeißender Karbonatgebirgstiel ringsherum mit seiner wassersperrenden und schlechter wärmeleitenden Sedimentdecke von gleicher Oberfläche und Niveau in Berührung steht. Es sei

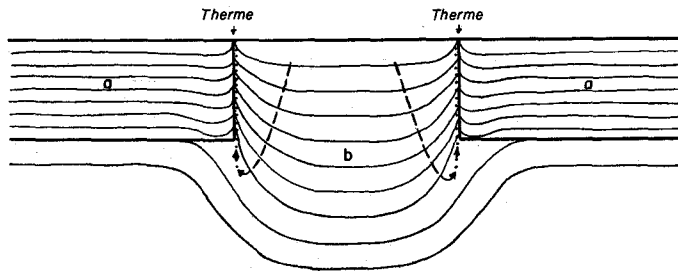


Abb. 7

ferner die Berührungswand eine senkrechte. Diese Lage zeigt Abb. 7. In diesem Fall wird der Karstwasserhaushalt schon stärker gestört, weil man mit ständig kaltem Niederschlagswassernachschub rechnen muß. Bekanntlich zerstört aber dieser das bei abgedeckten Karstwasser bestehende dynamische Gleichgewicht. Das kalte Niederschlagswasser strebt gemäß seiner größeren Dichte nach unten. Diese Erscheinung verändert die Lage der zur Erdoberfläche näher fallenden Geoisothermen so, daß diese sich abwärts verschieben. Entlang der senkrechten Grenzfläche zwischen den schlecht und gut wärmeleitenden Gesteinsmassen wird sich, infolge der zwischen den beiden bestehenden thermischen Anomalie, das in den gut wärmeleitenden karbonatischen Gesteinsmassen beim Kontakt sich befindliche Karstwasser durch die Wirkung der von der schlecht wärmeleitenden Gesteinsdecke seitwärts hinüberströmenden Wärme stärker erwärmen bzw. wärmer sein wird als in den verkarsteten Karbonatgesteinen in größerer Entfernung von der Grenzfläche.

Dieser thermische Unterschied bringt eine Wasserströmung in Gang. Die von der Scheidewand weiter entfernten absickernden kälteren Niederschlagswässer werden nach unten an die Stelle des entlang der Wand emporsteigenden wärmeren Karstwasser strömen und sich dort erwär-

men und an der Grenze der zwei Gesteinsmassen verschiedener Wärmeleitfähigkeit wieder an die Oberfläche steigen. So wird eine dauernde Thermalwasser erzeugende Strömung (Konvektion) in Gang gesetzt. Das Aufsteigen des Warmwassers an die Oberfläche wird bekanntlich auch dadurch gefördert, daß das im Gebirge weiter vom Rande absickernde kältere Karstwasser in dem als Kommunikationsrohr zu betrachtenden Karstwassersystem, sich mit dem randlichen wärmeren Karstwasser im Gleichgewicht befindet. Dies ist aber damit verbunden, daß eine leichtere, wärmere Wassersäule mit einer schwereren, kälteren im hydrostatischen Gleichgewicht steht; demzufolge steigt die erstere am Rande höher, als die letztere.

Wir halten es für wahrscheinlich, daß in dem Zeitpunkt der erosiven Entblößung der verkarsteten Karbonatgesteinsmasse, das sich aus dem Niederschlagswasser ernährende und in Strömung geratene Karstwasser sich außer aus dem Fluxus auch noch etwas von der bisher in den Gesteinen aufgespeicherten Wärme verschaffte. Infolgedessen mußte man aber mit der allmählichen Abkühlung dieser Gesteine rechnen. Wir meinen ferner, daß sich diese Wärmewirkung noch bis zu einer Tiefe unter der seitwärtigen Strömungszone des Karstwassers zeigen wird. Nach unserer gegenwärtigen Auffassung dürfte aber mit der Zeit — welche wir allerdings mit geologischem Zeitmaßstab zu messen denken — ein solches Wärme Gleichgewicht zwischen dem Karstwasserstrom und seiner Umgebung zustande kommen, daß man in der Gegenwart praktisch nur noch dem Fluxus eine Rolle in der Wärmeübertragung zuschreiben kann. Als Ergebnis der geschilderten Wirkung halten wir es aber nicht für unmöglich, daß diese Wirkung die Temperaturen der Warmquellen damals — im Beginn — zu erhöhen bestrebt war.

Untersuchen wir jetzt jenen Fall (siehe die Abb. 8), der sich von dem vorigen nur darin unterscheidet, daß sich die schlecht wärmeleitende jüngere Sedimentmasse mit der gut wärmeleitenden karbonatischen Gesteinsmasse ringsherum nicht mit senkrechter, sondern mit schiefer Fläche berührt, aber so, daß die erstere die letztere teilweise bedeckt.

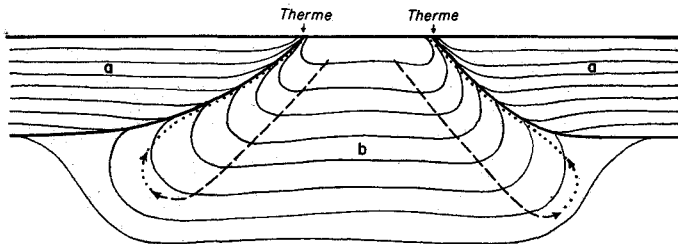


Abb. 8

Bei dieser Lagerung fehlt im seitlich abgedeckten Teil, wo eine direkte Wasserzufuhr von oben, aus dem Niederschlagswasser wegen der wassersperrenden Decke nicht möglich ist, die abkühlende Wirkung des Niederschlagswassers. Wegen der zwischen den Karbonatgesteinen und den abdeckenden Gesteinen bestehenden erheblichen Wärmeleitungsfähigkeitsdifferenz wird das Karstwasser entlang der Berührungsfläche der Decke und des verkarsteten „Gebirges“ wärmer sein als in demselben Niveau des verkarsteten „Gebirges“ in größerer Entfernung von der Berührungsfläche. Es strömt von der wärmeren Decke Wärme in die kältere karbonatische Gesteinsmasse, infolge der zwischen den Karbonatgesteinen und den sie bedeckenden jüngeren Sedimenten bestehenden erheblichen Differenz der Wärmeleitungsfähigkeit. Dieser thermische Unterschied ruft auch in diesem Falle eine Wasserströmung hervor; das aus dem Niederschlagswasser ständig Nachschub erhaltende kältere Karstwasser strömt unter das an der untersten Fläche der jüngeren Sedimentdecke des karstigen Gesteines auftretende wärmere Wasser und zwingt jenes zu einer entlang der Decke aufwärts gerichteten Bewegung. Das aufsteigende Karstwasser gelangt dann als Therme in der Berührungslinie des verkarsteten Gesteins und der dieses umgebenden Sedimentdecke an die Erdoberfläche. Alle zwei Wirkungen, der an diesem Teile der Sedimentdecke fehlende kalte Karstwassernachschub von oben, sowie die abweichenden Wärmeleitungsfähigkeiten der Gesteine, wirken eindeutig für die Inbewegungsetzung einer Wasserströmung mit starken seitwärtigen Komponenten in der unbedeckten verkarsteten Gesteinsmasse. Diesen, mit der Unterströmung auftretenden Zustand legt die Abb. 8 fest. Abhängig von der Menge des strömenden Wassers, von dessen Geschwindigkeit und Wegweite, nimmt das Wasser nicht nur im offenen Gebirge, sondern auch bei seinem unter der jüngeren Sedimentserie zurückgelegten Weg, vom Fluxus Wärme auf, also kann es sich viel mehr erwärmen, als wenn es unmittelbar nur durch einen senkrechten Randbruch des Karstgebirges auf die Oberfläche gelangen würde. Die Unterströmung dauert wahrscheinlich bis zu jener Entfernung, als eine schiefe Berührungsfläche vorhanden ist. Wo die untere Fläche der jüngeren Sedimentdecke im Becken praktisch schon von horizontaler Lage sein wird oder sogar zurückbiegt, dort dürfte man keine seitwärtige Strömung und somit eine Fluxusabführung mit dem unter der Sedimentdecke nach dem Beckenrand strömenden Wassers mehr erwarten.

Stellen wir uns jetzt jenen in der Natur wohl häufigeren als den eben geschilderten Fall vor, daß nämlich die Abtragung in der verkarsteten dolomitisch-kalkigen Gesteinsmasse nicht so tief drang, wie in seiner wassersperrenden jüngeren Sedimentdecke. In diesem Fall ragt die verkarstete Masse, als ein wahres Gebirge aus seiner Sedimentdecke empor.

Nehmen wir zuerst an, daß das aus gut wärmeleitenden Karbonatgesteinen bestehende verkarstete Karstwasser aufspeichernde Gebirge entlang eines senkrechten Bruches mit seiner schlecht wärmeleitenden und wasserabsperrenden Sedimentdecke in Berührung steht, so, wie es Abb. 9 zeigt.

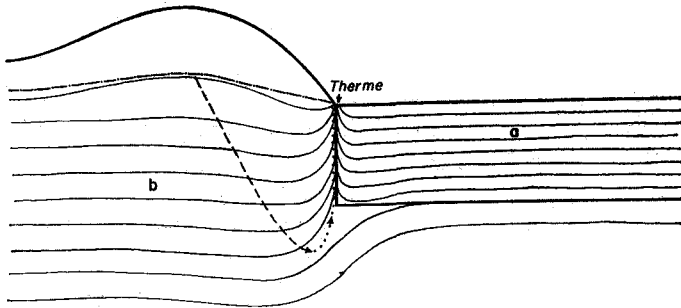


Abb. 9

Übrigens ist dieser Fall ziemlich ähnlich dem in der Abb. 7 gezeigten. Im Anfangszeitpunkt, also dann, wenn die verkarstete Gesteinsmasse infolge der Abtragung der jüngeren Sedimentdecke immer mehr aus seiner Decke herausragend an die Oberfläche tritt, beginnt die Strömung des Karstwassers aus dem gut wärmeleitenden Gebirge gegen die schlecht wärmeleitende Sedimentdecke. Die Ursache dieser Bewegung liegt einerseits darin, daß der Karstwasserspiegel in dem Gebirge höher liegt, als am Rande desselben, da im Gebirge sich eine Karstwasserscheide bildet, von welcher das sich aus dem Niederschlag ernährende Karstwasser rechts und links im allgemeinen nach den Anzapfungspunkten am Gebirgsrand in Strömung geriet; andererseits aber trägt zur Inbewegungsetzung der Strömung im großen Maße, besonders in dem schon etwas tieferen Niveau, die verschiedene Wärmeleitfähigkeit der verkarsteten karbonatischen Gesteinsmasse und der jüngeren Sedimentdecke bei. Infolge des Zutagetretens verschieben sich auch in diesem Fall in dem verkarsteten Gebirge die Geoisothermen von oben nach unten, in der schlecht wärmeleitenden Decke dagegen bleiben sie praktisch unverändert, ungefähr so, wie es schon auf Abb. 7 zu sehen war. Das Zutagetreten bringt es mit sich, daß abgesehen von der in dem obersten Niveau auftretenden Gebirgswirkung, in den von der Grenzfläche symmetrisch und ins gleiche Niveau fallenden Punktpaaren die Temperatur verschieden sein wird, und zwar in der schlecht wärmeleitenden Decke im allgemeinen höher, als in dem gut wärmeleitenden Gebirge. Wenn die gut wärmeleitende Gesteinsmasse unter zur Strömung geeigneten Verhältnissen Wasser — bei uns Karstwasser — enthält, so wird dieses Wasser bei der Berührungswand durch Wärme-

übergabe aus dem schlecht wärmeleitenden wärmeren Gestein wärmer, als in größerer Entfernung. Das auf solcher Weise leichter gewordene Wasser steigt entlang der Wand auf und tritt am Rande des Gebirges an die Erdoberfläche. An die Stelle des an die Erdoberfläche tretenden Wassers strömt aber aus dem Inneren des verkarsteten Gebirges immer neues Wasser, welches sich seines im wesentlichen in seitlicher Richtung zurückgelegten Weges durch Wärmeaufnahme aus dem Fluxus, entsprechend seiner Weglänge, Wassermenge und Strömungsgeschwindigkeit auch in diesem Falle erwärmen wird. Diese permanente dynamische Lage der Geoisothermen und die Richtung der Wasserströmung zeigen wir in Abb. 9. Neben der senkrechten Grenzfläche wird bis zu einem gewissen Abstand im Gebirge wie auch in seiner jüngeren Sedimentdecke der Fluxus erhöht — abgesehen von dem Zeitpunkt gerade vor der in Gang kommenden Wasserströmung, da in diesem Zeitpunkt noch eine gewisse Wärme von den schlecht wärmeleitenden Sedimenten in die gut wärmeleitenden Karbonatgesteine abgegeben wird —, und zwar in dem ersten Fall infolge der nach oben strömenden Warmwässer, in dem anderen aber durch die aus dem Warmwasser stammende Wärmeübergabe in einem vermutlich sehr schmalen Teil der schlecht wärmeleitenden Sedimentdecke unmittelbar neben der Grenzfläche. Die Ursache der letzteren Erscheinung liegt darin, daß aus dem neben der Grenzfläche aufsteigenden Warmwasser in die im Vergleich zu ihm kältere Sedimentdecke eine gewisse Wärme abgegeben werden muß. Ein ähnlicher Vorgang muß natürlich auch bei dem gut wärmeleitenden kälteren verkarsteten Gebirge eintreten, doch kann man diese Wirkung im letzteren bis zu einer größeren Entfernung, als in der schlecht wärmeleitenden Sedimentdecke für wahrscheinlich halten.

Ein wenig entfernter von der Grenzfläche, in der schlecht wärmeleitenden Sedimentdecke, wird der die Erdoberfläche erreichende Fluxus kleiner sein, als der ursprüngliche Fluxus, weil von unten aus seinem gut wärmeleitenden Gesteinsgrund Wärme in die gut wärmeleitende offene karstige Masse hinüberströmt. In verkarsteten Gesteinen schränkt sich bekanntlich gegen die Tiefe die Möglichkeit einer Wasserbewegung im allgemeinen immer mehr ein, weil einerseits die Verkarstung im allgemeinen nur in eine Zone von nicht allzugroßer Mächtigkeit hinabreicht, andererseits aber schließen sich die verschiedenen Hohlräume — Bruchspalten, Klüfte usw. — infolge jüngerer Mineralausscheidungen weiter gegen unten immer mehr zu. Diese Einschränkung muß natürlich mit einer bedeutsamen Verminderung der Lichtweite der Wassergänge einhergehen, wodurch auch die Strömungsgeschwindigkeiten des Wassers vermindert sein werden. Ein in größerer Tiefe sich bewegendes Wasser braucht mehr

Zeit für seinen seitlichen Weg, was eine Wärmeaufnahme aus dem Fluxus begünstigt. Da schließlich das aus dem Gebirge strömende Karstwasser den größten Teil des Fluxus fortführt, können wir ganz oben einen großen gg Wert erwarten, worauf schon Z. АЯТАУ (2) in seinen aus bergbaulichen Gesichtspunkten durchgeführten wichtigen Untersuchungen hinwies.

Da die Berührung eines verkarsteten Gebirges und dessen Sedimentdecke mit senkrechter Verwerfung möglich ist, so dürfte man dem oben beschriebenen Fall auch in der Natur begegnen.

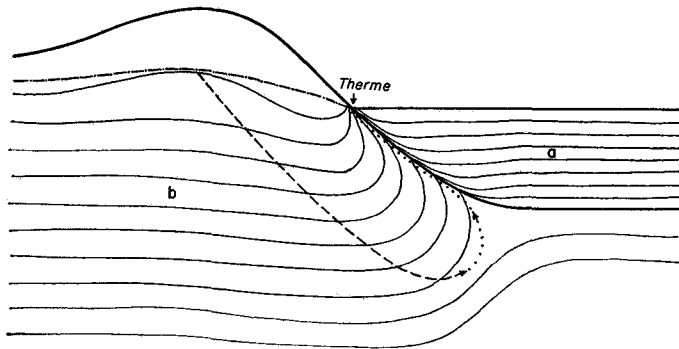


Abb. 10

Am Ende untersuchen wir noch jenen Fall, bei welchem sich das aus seiner jüngeren Sedimentdecke herausragende verkarstete Gebirge mit einer nach außen neigenden Fläche mit der schlecht wärmeleitenden wasserabsperrenden Sedimentdecke berührt. Dieser Fall, welchen wir auf Abb. 10 vorführen, ist wahrscheinlich der häufigste in der Natur. Die geneigte Berührung kann auch mittels staffelförmigen Verwerfungen zustande gekommen sein, dies bedeutet jedoch, verglichen mit dem Fall der einfachen Auflagerung, praktisch kaum einen wesentlichen Unterschied. Da das verkarstete Gebirge an die Erdoberfläche gelangt, ziehen sich die Geoisothermen auch in diesem Falle, wegen der besseren Wärmeleitfähigkeit der Karbonatgesteine in dem Gebirge tiefer hinab im Vergleich zu jener der schlecht wärmeleitenden Sedimentdecke. Im Anfangszeitpunkt des Ausbeißens der Karbonatgesteine an die Oberfläche tritt im gleichen Niveau entlang der Berührungsfläche zwischen der verkarsteten Karbonatmasse und deren Sedimentdecke eine solche Temperaturdifferenz auf, übrigens nach oben zu mit sinkenden Differenzwerten, wie wir das besonders in Abb. 8 gesehen haben. Wegen des in der Wärmeleitfähigkeit sich zeigenden Unterschiedes der miteinander in Berührung stehenden zweierlei Gesteinsmassen, kann die Temperatur des in der verkar-

steten Gesteinsmasse aufgespeicherten Karstwassers entlang der untersten Fläche der Sedimentdecke wärmer sein, als im Gebirge im selben Niveau. Dies setzt notwendigerweise eine Strömung wärmeren Wassers aufwärts unter der untersten Fläche der Sedimentdecke in Gang. Der Unterschied in der Wärmeleitungsfähigkeit, wie auch die ständige Vermehrung des Karstwassers des offen gewordenen Karstgebirges setzt auch in diesem Falle notwendigerweise eine Strömung des Karstwassers aus dem Gebirge nach der randlichen Berührung in Gang. Das strömende Wasser wird, ähnlich wie im vorherigen Fall, wegen des auf seinem Weg aufgenommenen Fluxus immer wärmer. Entlang der untersten Fläche der jüngeren Sedimentdecke nach oben strebendes, leichteres, wärmeres Wasser, wird immer durch das von dem Gebirge ständig ankommende, durch Niederschlagswasser genährte und kältere Karstwasser, als das vorherige, ersetzt. Zwar erwärmt sich dies letzteres im Laufe seiner Seitenströmung, besonders in dem alleruntersten Niveau seiner Strömung, vom Fluxus ständig Wärme aufnehmend, doch bleibt es im allgemeinen kühler, als das sich unter der schlecht wärmeleitenden Sedimentdecke nach oben bewegende, schon aus größerer Tiefe ankommende warme Wasser und darum wird das kältere Wasser bis zu einer gewissen Tiefe und Entfernung durch Unterströmung unter das sich nach oben bewegende wärmere Wasser eindringen und wird unterdessen auch aus dem Fluxus der abgedeckten verkarsteten Karbonatgesteine noch Wärme aufnehmen. Deshalb kann man erwarten, daß die Temperaturen von Thermen solchen Ursprungs im allgemeinen höher sind als bei jenen, welche an einer senkrechten Berührungswand (siehe die Abbildung 9) auftreten.

Die Strömung des kälteren Wassers unter das wärmere wird, nach unserer Meinung bis zu jener Entfernung vom Gebirgsrande andauern, als die schiefe Lage der Berührungsfläche gegen das Gebirge noch besteht. Dort, wo jene aufhört oder entgegengesetzt gegen das Gebirge zu einfällt, dürfte man beckeneinwärts von dieser Linie keine Unterströmung mehr erwarten. Das hierher gelangte kältere Wasser strömt sich umkehrend schon als Warmwasser am Grund der schlecht wärmeleitenden und wasserabsperrenden jüngeren Sedimentdecke gegen die Berührungslinie des Gebirges und dessen Sedimentdecke.

Die seitwärtige Strömung des Karstwassers im Gebirge fördert übrigens auch der hydrostatische Druck, welcher von der im Gebirge eingenommenen höheren Lage des Karstwassers herrührt.

Obwohl das vom Niederschlagswasser ständig genährte kalte Karstwasser dichter ist als das tiefer aufgespeicherte warme und darum nach unten strebt, wird dennoch auch dieses tiefer nach unten gelangte Wasser eine gewisse Seitenströmung haben. Tiefer unten ist aber bekanntlich die

Verkarstung schwächer, die Wassergänge infolge älteren Mineralausscheidungen enger, die Spalten und Lithoklasen wegen des größeren Druckes verschlossener. Demzufolge dürfte die Wasserbewegung hier auch seitwärts beschränkter sein und darum ist hier eine kleinere Strömungsgeschwindigkeit zu erwarten als oben in der gut verkarsteten und an offeneren Wassergängen reicheren Zone. Das tiefer hinuntergelangte Wasser — wir müssen dabei nicht an eine allzu große Tiefe denken — nimmt wegen seiner kleineren Strömungsgeschwindigkeit während der seitwärtigen Strömung anhaltend vom Fluxus immer mehr Wärme auf und wird so immer wärmer. Für das obere, in der am intensivsten verkarsteten Zone sich auch seitlich leichter bewegende, schnellere Karstwasser wird die Möglichkeit der Wärmeaufnahme aus dem Fluxus viel ungünstiger sein, teils infolge der Wasserbewegung, teils aber darum, weil das sich in größerer Tiefe bewegende Wasser schon eine bedeutende Menge aus dem Fluxus entziehen konnte. Außerdem wird das in dem offenen Tiefkarsch sich auch in seitlicher Richtung bewegende Wasser unter normalen Verhältnissen infolge des durch die Vermittlung der zwischen dem Karstwasserspiegel und der Erdoberfläche vorhandenen offenen Karstgänge zustandekommenen leichten Wärmeaustausches — meistens Wärmeabgabe, seltener Wärmeaufnahme — in dem Niveau des Karstwasserspiegels immer kälter sein als in größerer Tiefe. Zwar strebt die Konvektion nach Ausgleich, dieser dürfte aber wegen des aus dem Niederschlag immer wieder ankommenden kälteren Wassers nicht — mindestens nicht vollkommen — eintreten. Solchermaßen wird das in dem Karstwasserspiegel sich bewegende Wasser zwischen dem höchsten Punkt des Karstwasserspiegels und dem, wo das Karstwasser an die Erdoberfläche tritt, im allgemeinen kälter.

Da die verkarsteten Gebirge gewöhnlich von Becken umrandet sind, ist in letzteren im allgemeinen ein Übergang der Basisfläche der sich auf das Gebirge legenden jüngeren Sedimentdecke in praktisch horizontale oder sogar entgegengesetzte Richtung zu erwarten. Von dieser Zone weiter beckeneinwärts können wir praktisch schon mit normalen Fluxuswerten rechnen, vorausgesetzt, daß der an der Sohle der Sedimentseriendecke von unten strömende Fluxus in jedem Punkt derselbe ist, also ungestört bis hierher gelangen konnte und in der bedeckenden Sedimentreihe sich seitlich nirgends ein Gebilde von abweichender Wärmeleitungsfähigkeit befindet. In diesem Falle kann der Fluxus überall in senkrechter Richtung strömen. Es ist ja bekannt, daß sich der örtliche Wert des Fluxus sowohl in positiver als auch in negativer Richtung außer durch die Wirkung von Wasserströmungen auch noch durch das seitliche Abwechseln von Gesteinen verschiedener Wärmeleitungsfähigkeiten ein und derselben strati-

graphischen Schichtreihe verändern kann. Daraus folgt aber, daß man die Ergebnisse — die Zahlenwerte — der irdischen Wärmefußmessungen nur im Besitz sehr sorgfältiger geologischer und gesteinskundlicher Kenntnisse richtig bewerten kann.

Für die Entstehung von Quellen mit großer Temperatur ist die Lage dort besonders günstig, wo eine Unterströmung von beschränkterer Bewegung — da die Verkarstung tiefer abnimmt — in große Tiefe unter die junge Sedimentdecke hinabdringen und nach der Umkehr der Warmwässer aber schnell auf die Oberfläche gelangen können, wodurch unterwegs nach oben eine bedeutendere Abkühlung derselben nicht eintreten kann. Die Zone der Unterströmung müssen wir für viel dicker als jene der Rückströmung halten, weil man nur so das Hinuntergelangen so großer Wassermengen unter die jüngere Sedimentdecke wegen der vermutlich beschränkteren Bewegungsmöglichkeit in die tieferen, weniger verkarsteten bzw. weniger durchgängigen Teile wahrscheinlich machen kann, welche Wassermengen im allgemeinen die Warmquellen liefern. Zur Erklärung der nicht einmal hohen Temperatur dieser Quellen können wir noch anführen, daß der Weg des unterströmenden Karstwassers bis zu seiner Umkehr wesentlich länger ist als jener von seiner Umkehr bis zur Erdoberfläche. So z. B. ist im Fall der Budapester Thermen die Länge des im Budaer Gebirge zurückgelegten Weges ungefähr 40 km (siehe auf der Karstwasserkarte von S. JASKO [3] die Lage der in der Nähe von Bicske liegenden Karstwasserscheide). Dagegen dürfte der zurückströmende Ast unter Budapest wahrscheinlich nur auf einige Kilometer zu veranschlagen sein. So dürfte sich die Rückströmung des warmen Wassers also in viel kürzerer Zeit abspielen, was allerdings notwendigerweise mit einer kleinen Abkühlung einhergeht, als das Anlangen an seinen Umkehrpunkt. Wir möchten noch bemerken, daß man zwischen dem unterströmenden kälteren und dem über und unter ihm sich befindlichen wärmeren Wasser auch mit einer gewissen Konvektions- und dichtausgleichenden Tendenz auf und ab rechnen darf.

Es ist auch das Auftreten geschlossener, miteinander nicht zur Gänze in Verbindung stehender Gänge möglich, die letzten Endes wohl für Glieder eines einheitlichen Systems genommen werden können, deren praktische Trennung im Verlauf ihres zurückgelegten Weges noch vor Erreichung der Erdoberfläche eingetreten war, und die demzufolge voneinander abweichende Züge und Eigenschaften aufweisen können. Von der Wassermenge, aber auch von der zurückgelegten Wegstrecke bedingt, ist eine abweichende Temperatur und Zusammensetzung möglich. Übrigens wird selbst im Falle von einander völlig isolierten Wassergängen, wegen der bestehenden thermischen Anomalien, das Wasser des Gang-

abschnittes im Gebirge kälter, in der Rückströmung hingegen wärmer sein. Dies gilt auch für den Fall der Berührung entlang einer senkrechten Grenzfläche. Es lohnt sich, in Bezug auf die Karstwasserzusammenhänge die Ansichten des L. SZÉKELY, namentlich das Doroger Kohlenbecken betreffend, kennenzulernen, der lange Zeit hindurch in einem Bergbau mit Karstwasser gearbeitet hat (4). Unter dem Kohlenrevier des Tokod-Erbstollen und von Ebszony wurde in Trias-Kalkstein unter dem gefährlichen Wasserniveau in einer Länge von etwa 2,6 km ein Gangnetz getrieben. SZÉKELY schreibt darüber (von uns ins Deutsche übersetzt): „Die Anzahl der aufgefundenen Höhlen war gering, doch wir stießen auf zahllose Sprünge von der Breite einiger Zentimeter oder Dezimeter, außer den mit freiem Auge gar nicht sichtbaren Haarsprüngen. Das Vorhandensein der letzteren wird durch den Umstand bewiesen, daß, wenn auch kein Sickers des Wassers aus dem Kalkstein festgestellt werden kann, dennoch nach arbeitsfreien Tagen, an denen das Hinausschaffen von Wasser stillstand, in den Gesenken das Vorhandensein von Standwasser festgestellt werden konnte. Das Wasser stammt aus entwickelten Gangsystemen und wird durch die Haarsprünge genährt.“ Ferner: „Diese Sprünge bilden einen lebendigen Teil des Karstwasser-netzes, und der Zusammenhang des kommunizierenden Rohrsystems wird dort nicht unterbrochen. Zwischen den Platten von verschiedenem Niveau sichern die Sprünge der Verwerfungen die Weiterleitung des Wassers im verwickelten und dennoch einheitlichen Rohrsystem. Der intensive Zusammenhang des Wassergangsystems des Beckens wäre anders gar nicht vorstellbar, wofür zahlreiche Beweise vorliegen...“

2. Geologische Verhältnisse und petrographischer Aufbau des Transdanubischen Mittelgebirges und der umgebenden Becken. Verkarstungs- und Karstwasserfragen.

Nach all dem fassen wir mit Berücksichtigung der einschlägigen Literatur, die geologische Lage, den petrographischen Aufbau des Transdanubischen Mittelgebirges samt seinen umrahmenden jüngeren Becken in solchem Maße ins Auge, wie das zur Erklärung des Entstehens der Thermen notwendig ist.

Das Transdanubische Mittelgebirge gliedert sich von Osten nach Westen in die folgenden Teilgebirge: Budaer Gebirge, Piliser Gebirge, Gerecse Gebirge, Vértes Gebirge und Bakony Gebirge. Den südlichen Teil des letzteren nennt man auch Balatonfelvidék (Balatonoberland). Über die Lage, Austrittspunkte der Warmquellen und wasseraufschließenden Bohrungen orientiert uns die Abb. 11.

An der Oberfläche des Transdanubischen Gebirges sind bekanntlich die verschiedenen, zur Verkarstung sehr geeigneten dolomitischen und kalkigen Karbonatgesteine des Mesozoikums weit verbreitet. Vorherrschend sind die Dolomite und Kalksteine der oberen Trias. Wesentlich kleinere Verbreitung haben sonstige mesozoische Dolomite und Kalksteine, gleich wie jüngere Kalksteine. Außer den rein karbonatischen Gesteinen erschienen an der Oberfläche untergeordnet auch noch andere Gesteine verschiedenen Alters: Mergel, Sandsteine, Tone, Schiefertone, Tonschiefer, Phyllite, Eruptiv, Bauxite, Braunkohlen usw.

Nach S. JASKO (3) bedecken unter den zur Verkarstung geeigneten Gesteinen die Erdoberfläche 21% Dolomit und 5% Dachsteinkalk. Etwas weniger, 4%, beträgt der Nummilitenkalk des Eozäns. Verhältnismäßig kleine Flächen bedecken die Grobkalksteine des Sarmats und die Kalksteine der Kreide, des Jura und der Mitteltrias. Sie erreichen zusammen kaum 5%. Wenn man berücksichtigt, daß stellenweise nur eine dünne, wasserdurchlässige Quartärdecke die Dolomite und Kalksteine bedeckt, die somit praktisch fast noch als unbedeckt gelten können, so dürften die angegebenen Prozentzahlen von S. JASKO vielleicht noch etwas höher ausfallen.

Aus dem bisher bekanntgewordenen „Grundgebirge“ des Mittelgebirges sind außer Bildungen des Mesozoikums auch paläozoische bekannt. Solche findet man an der Erdoberfläche des Balatonoberlandes und des vom Mittelgebirge nicht weit südlich liegenden Velenceer Gebirges. Unter diesen kennt man Permsandsteine und Konglomerate, variszische Granite, karbonische Kalksteine und Tonschiefer, ferner altpaläozoische metamorphe Gesteine, meistens Phyllite, aber auch Tonschiefer, Quarztonschiefer, kristalline Kalksteine und Quarzporphyre. Die im Inneren des Gebirges ausgebildeten kleineren und größeren Becken sind mit verschiedenen tertiären und quartären Bildungen ausgefüllt. Die Gesamtmächtigkeit dieser ist aber nicht besonders bedeutend, im allgemeinen kann nur höchstens von einigen 100 m die Rede sein. Zur Ausbildung dieser kleineren Mächtigkeiten trug im hohen Maße der Umstand bei, daß einerseits nicht in jeder Einsenkung die verschiedenen tertiären und quartären Sedimente zusammen erscheinen und außerdem, daß auch die Mächtigkeit der gleichaltrigen Sedimente sehr veränderlich ist.

Das Transdanubische Mittelgebirge liegt zwischen dem Becken der Kleinen Tiefebene, dem Becken der Großen Tiefebene und dem Südpannonischen Beckenteil. Jedes dieser Becken ist mit jungen Sedimenten in großer Mächtigkeit ausgefüllt. Paläogene Bildungen findet man nur in der Nähe des Gebirges. Miozäne und besonders pliozäne — hauptsächlich pannonische — Bildungen spielen in der Beckenausfüllung die Haupt-

rolle. Die quartären Ablagerungen der Becken sind im allgemeinen nicht besonders mächtig. In den das Mittelgebirge umgebenden Becken bestehen die Gesteinsserien aus Tonen, Tonmergeln, Kalkmergeln, Sandsteinen, Sanden, Schottern, Konglomeraten, untergeordnet aus Kalksteinen, Ligniten und Tuffstreifen. Bei Szany hat man auch Dolerit und Trachytbänke angebohrt.

In der Kleinen Tiefebene, westlich und nordwestlich vom Gerecsegebirge, dürfen wir mit einer mindestens 3000 m erreichenden mächtigen Beckenausfüllung rechnen (5). Gleichfalls in diesem Becken, nordwestlich vom Bakonygebirge, findet man über verhältnismäßig dünnen miozänen Bildungen in den tiefsten Beckenteilen ungefähr 2000 m mächtige pliozäne, hauptsächlich pannonische, untergeordnet quartäre Bildungen.

In dem von dem Transdanubischen Mittelgebirge südöstlich und südlich abfallenden Beckenteil können wir an den tiefsten Stellen mit einer 3000 m übersteigenden, sogar den Wert von 4000 m erreichenden, hauptsächlich miozänen, pliozänen und quartären Gesamtsedimentmächtigkeit rechnen.

Die Mächtigkeit der jungen Sedimente des Teiles der Großen Tiefebene, welcher an das Transdanubische Mittelgebirge angrenzt, wird den obigen ähnlich sein.

Das bisher Gesagte kurz zusammenfassend, können wir sagen, daß im Wesen ein mesozoisches Dolomit-Kalksteingebirge von einer großen Mächtigkeit erreichenden jungen Sedimentserie umgeben ist. Die letztere hat in den gesunkenen Vorlanden des Gebirges die Bildung desselben auch noch abgedeckt. Es muß aber bemerkt werden, daß der unmittelbare Kontakt zwischen den Dolomit-Kalksteinmassen des Gebirges und den jungen Beckensedimenten am Südostrande des Gebirges infolge des Auftretens der stellenweise auch an der Erdoberfläche erscheinenden oder nur sehr dünn bedeckten Phyllite und granitische Gesteine nur sehr unvollständig ist. Dieser Umstand führt aber an solchen Stellen, wie wir später sehen werden, zum Ausbleiben von Thermen.

Die zur Verkarstung neigenden karbonatischen Gesteine des Mittelgebirges sind ziemlich stark verkarstet. Die Verkarstung war in mehreren Zeitabschnitten möglich. Immer, wenn das Gebirge oder ein Teil desselben trockengelegt war, begann eine mehr oder minder starke Abtragung und damit Hand in Hand auch eine Verkarstung der dazu geeigneten, entblößten, karbonatischen Gesteine. Da mehrere Abtragungsabschnitte stattfanden, wurden immer neuere Verkarstungen möglich.

Im Transdanubischen Mittelgebirge oder mindestens in seinen Teilgebirgen — ohne Anspruch auf eine genauere örtliche und in jeder Hinsicht als vollkommen geltenden Detaillierung — können wir über die

Verkarstungsabschnitte mit Berücksichtigung der Literatur folgendes sagen:

Das Budaer Gebirge ist vom Triasende bis zum Eozän Festland, im Pilisgebirge dauert der kontinentale Abschnitt vom Ende des Jura bis zum Beginn des Eozäns. In dem Gerecse Gebirge und Bakony Gebirge hat man an der Trias-Juragrenze eine teilweise Emersion nachgewiesen. Im Bakony Gebirge tauchten einzelne Gebietsteile auch im Laufe des Jura, so auch am Ende desselben, empor. In der Kreideperiode rechnet man hier — in der Umgebung von Sümeg — schon in der Zeit des Apt, ferner des Barrêmes mit einem Festlandsabschnitt; im Gerecse Gebirge erstreckt sich derselbe vom Apt bis zum Eozän. Am Ende der Kreideperiode trat eine allgemeine Heraushebung des Mittelgebirges ein, es war also das ganze Gebirge in dieser Zeit Festland. Sodann bedeckte die Transgression des Eozäns wieder einen großen Teil des Mittelgebirges. Nach dem Eozän, mit Beginn des Oligozäns, trat wieder eine starke Abtragungszeit im Transdanubischen Mittelgebirge ein, die sogenannte interoligozäne Abtragung. Dieser Zeitabschnitt war im Budaer Gebirge und im Pilis-Gebirge von weitaus kürzerer Zeitdauer als im Gerecse-, Vértes- und besonders im Bakony-Gebirge, wo im wesentlichen von Zirc an weder am Nordrand des Gebirges noch in seinem Vorland Oligozän bekannt ist. Daher dürfte das letztere Gebiet durch lange Zeit wieder Festland gewesen sein. Bekanntlich wächst im Mittelgebirge nach Westen zu der oligozäne Abtragsabschnitt. Mit einer weiteren, doch nicht allgemeinen Festlandszeit rechnet man im Transdanubischen Mittelgebirge in der Miozänzeit. Nur am südlichen und nördlichen Rande des Buda-Piliser Gebirges wie auch im östlichen Vorland desselben findet man miozäne, genauer untermiozäne marine Bildungen. Von diesen Gebirgs-teilen abgesehen war das Transdanubische Mittelgebirge auch im unteren Miozän ein Festland. Im Vértes Gebirge dauerte dieser Festlandzyklus sozusagen über die ganze Zeit des Miozäns, sogar auch noch in der pannonischen Zeit. Im gewissen Grade kann man auch im Gerecse Gebirge mit ähnlichen Verhältnissen rechnen. Im Bakony kann man am Beginn und am Ende der sarmatischen Zeit mit einem Abtragsabschnitt rechnen. Nach der pannonischen Zeit wurde das Transdanubische Mittelgebirge zum einheitlichen Festland, seit diesem Zeitpunkt vollzieht sich die jüngste Verkarstung.

Vom Ende der Trias darf man daher mit mehreren Verkarstungen rechnen. Wie groß die Verkarstung der verschiedenen Zeitabschnitte in den einzelnen Gebietsteilen war, bedarf aber noch weiterer Teilstudien. Im allgemeinen konnten aber im Laufe der Zeit in jedem Gebietsteil starke Verkarstungen zustandekommen. Einige Forscher — z. B. P. ROZLOZNIK,

Z. SCHRÉTER, K. ROTH —vertreten die übrigens wahrscheinliche Ansicht, daß in den Hohlräumen der älteren Verkarstungen eine gewisse mineralische Ausfüllung eingetreten ist. In welchem Grade dies sich aber vollzogen hat, darüber sind unsere Kenntnisse leider noch sehr mangelhaft, obgleich im Zusammenhang mit der Bekämpfung der Karstwassergefahr im Bergbau — wie schon erwähnt — auch diese Frage scharf in den Vordergrund gestellt wurde.

E. SZÁDECZKY-KARDOSS (40) hat gezeigt, daß das Karstwasser im Transdanubischen Mittelgebirge im Wesen ein einziges, zusammenhängendes System mit zusammenhängendem Karstwasserspiegel bildet; dies wurde dann auch durch die ausführlicheren Untersuchungen von F. KASSAI (28) bestätigt.

Vom Gesichtspunkte der Aufspeicherung des Karstwassers in den Gesteinen sind im Bakony unter den verschiedenen Kalksteinen und Dolomiten der über der karnischen wasserundurchlässigen Mergelgruppe lagernde Hauptdolomit und der Dachsteinkalk die wichtigsten. Zum letzteren kann man auch den dortigen Liaskalkstein vom Dachsteinkalktypus rechnen. S. JASKO faßt den Hauptdolomit und den Dachsteinkalk unter dem Namen „Hauptkarstgestein“ zusammen (3). Unter Hauptkarstgestein versteht er übrigens jene Schichtgruppen des Transdanubischen Mittelgebirges, welche sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung eine sehr ausgedehnte zusammenhängende Masse bilden und somit in dieser eine große Menge Karstwasser aufgespeichert sein kann. Die Mächtigkeit des Hauptkarstgesteins ist im Bakony-Gebirge mehr als 800 m. Im Nordteil des Mittelgebirges, im Vértes, Gerecse, Pilis- und Budaer-Gebirge, fehlt der Liaskalkstein vom Dachsteinkalktypus. Demgegenüber tritt statt der karnischen wassersperrenden Mergelgruppe karnischer Dolomit, hornsteinführender Dolomit und Kalkstein, ferner auch noch ladinischer Dolomit auf. S. JASKO rechnet hier auch diese Gesteine noch zum Hauptkarstgestein. Laut ihm übertrifft auch hier die Gesamtmächtigkeit des Hauptkarstgesteins 800 m. Außer dem Hauptkarstgestein gibt es im Mittelgebirge oberhalb und unterhalb der Hauptkarstgesteinserie an einigen Stellen auch noch weitere, zur Verkarstung geeignete Gesteine, die aber durch wasserabsperrende Schichtgruppen voneinander getrennt sind. Die Mächtigkeit dieser, ebenfalls zur Verkarstung geeigneten Bildungen, ist im allgemeinen nicht groß (nur 40 bis 50 m); darum und wegen ihrer in horizontaler Richtung geringeren Ausdehnung, bleiben sie an Bedeutung weit hinter dem Hauptkarstgestein zurück. Natürlich führen auch sie, wenn sie verkarstet sind, kleinere Mengen von Karstwasser.

Im Transdanubischen Mittelgebirge findet man offenen und bedeckten Karst mit einem freien, ferner bedeckten Karst mit einem gespannten Karstwasserspiegel. Im allgemeinen ist von Tiefkarst die Rede.

3. Die wichtigeren Theorien über die Entstehung der Budapester Thermen.

Nach dieser kurzen Besprechung der geologischen Lage des Transdanubischen Mittelgebirges gehen wir auf die Erörterung der Entstehung der Thermen über.

Einleitend wäre es vielleicht am zweckmäßigsten, unsere Auffassung an den berühmten und wohlbekanntesten Thermen von Budapest zu beleuchten.

Da von diesen Thermen eine aufschlußreiche Literatur zur Verfügung steht — deren Ergebnisse wir auch zum Teil verwendet haben —, und ihre Entstehung ähnlich zu beurteilen ist, wie die der an dem Rand des Transdanubischen Mittelgebirges auftretenden anderen Thermen — selbstverständlich mit gewissen, sich aus den örtlichen geologischen und gesteinskundlichen Verhältnissen ergebenden Abweichungen sozusagen zweiten Ranges —, finden wir es als begründet, unsere Auffassung im Zusammenhang mit den Budapester Thermen ausführlicher darzulegen.

Die Thermen von Budapest treten an der Grenze der Großen Tiefebene und des Transdanubischen Mittelgebirges an die Erdoberfläche. Das ziemlich stark verkarstete Gebirge tritt praktisch an dieser Linie aus seiner mächtigen neozoischen Sedimentdecke hervor. Bekanntlich sind im Budaer und im Piliser Gebirge dolomitische und kalkige Gesteine: ladinischer bituminöser, feuersteinführender Kalkstein und diploporenführender sowie karnischer Dolomit, norischer Dachsteinkalk an der Erdoberfläche weit verbreitet. Das Gebirge ist, wie schon erwähnt, in mehreren Phasen verkarstet. Obwohl ältere als ladinische Bildungen an der Oberfläche im Budaer Gebirge nicht erscheinen, muß man trotzdem von den auf Grund an anderen Stellen des Transdanubischen Gebirges sowie aus Tiefbohrungen gewonnenen Kenntnisse die Folgerung ziehen, daß außer den oben angeführten noch weitere ältere mesozoische Bildungen in der Tiefe des Gebirges vorhanden sein können. Es sind unter ihnen noch weitere dolomitische und kalkige Gesteine zu erwarten.

Das Budaer Gebirge ragt am Ende der Trias aus dem Meere empor und blieb Festland bis zum Eozän. Am Beginn des Tertiärs wurde das ganze Land infolge epirogenetisch steigender Bewegungen in dem Iaramischen Orogenabschnitt vollständig trockengelegt und intensiv abgetragen (8). Mit dem Beginn dieser Festlandszeit konnte auch eine neuere Verkarstung der Karbonatgesteine beginnen. Dann trat an der Eozän-Oligozängrenze ein neuerer, im Budaer Gebirge aber nur kurz dauernder, zur sogenannten

interoligozänen Abtragung verbundener Festlandsabschnitt auf, und wahrscheinlich dürfte man auch im Helvet mit einem, allerdings nicht besonders bedeutenden Festlandabschnitt rechnen. Dasselbe gilt für die Torton-Sarmat-Grenze und vielleicht in erhöhtem Maße für die Obersarmatzeit. Nach dem Pannon tauchte dann das Gebirge vollständig als Festland auf. In jeder Phase konnte Verkarstung, je nachdem ob und in welchem Maße und von welcher Zeitdauer die karbonatischen Gesteine entblößt wurden, eintreten.

In Abb. 12 führen wir ein idealisiertes Profil vor, welches durch die Linie Gellért Berg—Stadtwäldchen (Városliget) gelegt ist (9). In diesem Profil treten das Budaer Gebirge und das mit jungen Sedimenten ausgefüllte Becken der Großen Tiefebene an einer Verwerfung miteinander in Kontakt. Entlang dieses Bruches treten Thermen von 27 bis 45° C in der Berührungszone des wassersperrenden mitteloligozänen Kisceller Tones mit dem Dolomit des Gebirges an die Oberfläche. Es kommen aber in der Umgebung von Budapest auch Thermen vor, deren Temperatur kleiner oder auch weit höher ist, als die der vorher erwähnten. Die natürlichen Quellen in Betracht gezogen, können wir die Temperaturen derselben mit zwischen 19 bis 60° schwankend angeben. Durch Bohrungen wurden auch in dem von jungen Sedimenten abgedeckten Untergrund der Ebene Warmwässer von verschiedenen Temperaturen und großen Wärmemengen aufgeschlossen. Unter diesen erwies sich das im Stadtwäldchen aufgeschlossene, aus Dachsteinkalk entstammende Wasser mit 76° C Ausflußtemperatur als das wärmste. Die Bohrung erreichte den Dachsteinkalk in 1246,80 Meter. Ein Wasser von 73° C gibt ebenhier eine andere Bohrung, die obertriasischen Dolomit in 917,02 m Tiefe angeschlagen hat.

Bezüglich der Entstehung der Thermen beziehungsweise im allgemeinen der Warmwässer, sind, wie erwähnt, die ungarischen Hydrogeologen nicht einheitlicher Auffassung. Es gibt einige, die deren Entstehung aus Karstwasser ableiten, andere wieder verwerfen diese Ansicht.

Nach K. PAPP (10) verschlucken die zerklüfteten Dolomittfelsen des Budaer Gebirges die gesamten meteorischen Wässer, die dann bis zu den im Liegenden des Dolomits sich befindlichen Gesteinen, in das Urgebirge absickern, wo sie die Temperatur der Tiefe annehmen. Das Warmwasser dringt dann, dem hydrostatischen Druck nachgebend und unterstützt durch die von der größeren Hitze verursachten Ausdehnung durch die Spalten nach oben, um entlang der Donau an den Verwerfungen als Warmquellenserie hervorzubrechen. Da auf der Pester Seite oligozäne und miozäne Schichten das aufbrechende Warmwasser absperren, konnte es hier nur durch Bohrungen an die Erdoberfläche gelangen.

F. SCHAFARZIK (11) rechnet oberhalb der angenommenen kristallinen Schiefer des Grundgebirges mit mehreren aufeinander folgenden und von einander durch wasserundurchlässige Schichtkomplexe getrennten mesozoischen und paläozoischen Wasserhorizonten. Zwischen den einzelnen Wasserhorizonten wird die Verbindung und Kommunikation durch die stellenweise auftretenden Verwerfungsspalten in den impermeablen Lagen vermittelt.

Es ergeben sich auf diese Weise mehrere übereinander gelagerte Stufen, die unter Zugrundelegung eines mittleren geothermischen Gradienten von 30 m, und der bei der Bohrung des artesischen Brunnens im Stadtwäldchen beobachteten höchsten Bodentemperatur von 81° C bis hinab zu den kristallinen Schiefen, etwa bis zu einer Tiefe von 2000 m reichen. Die Temperatur dieser durch die Brüche in den impermeablen Zonen bloß verlangsamt absinkenden Wassermasse ist von Stufe zu Stufe immer höher, bis sie an der Basis der Zirkulation, in der Nähe des kristallinen Grundgebirges 81° C erreichen dürfte. Hier erhält das im Wesen phreatische Grundwasser juvenile Anteile.

Der ganze mesozoische und paläozoische Formationskomplex senkt sich dann am linken Ufer der Donau, laut Ergebnis der im Stadtwäldchen niedergebrachten artesischen Bohrung, in eine Tiefe von 917 m unter der Terrainoberfläche, in welcher Tiefe der obertriadische Dolomit erreicht wurde. Die über diesem Dolomit befindlichen 917 m sind von einer mächtigen tertiären (eozän-pliozänen) Beckenausfüllung eingenommen, deren in hydrogeologischer Hinsicht wichtigstes Glied der wasserundurchlässige und schlecht wärmeleitende mitteloligozäne Kisceller Ton ist. Es befindet sich also an der rechten Donauseite ein wasseraufnehmendes Gebirge, linksseitig dagegen über der abgesunkenen Fortsetzung desselben ein mächtiges, impermeables, vollkommen wasserabschließendes Tonlager.

Wenn man, wie F. SCHAFARZIK weiter schreibt, im Geiste die Tiefwasserzirkulation folgt, so kann sich am rechtsseitigen Gebirgsterrain und in dessen Untergrund bloß eine absteigende, gegen die tiefsten Horizonte verlangsamte Bewegung ergeben, aus den Muldentiefsten dagegen, also aus dem Grund des linksseitigen Terrains, eine durch den hydrostatischen Druck und das leichtere spezifische Gewicht bedingte aufsteigende Strömung, die sich unter dem Dache der tertiären Mulde bis an die freiliegenden und zugleich im Terrain tiefst gelegenen Bruchlinien heranschiebt und daselbst die am rechtsseitigen Donauufer sichtbaren Thermen hervorbringt. Da das in großer Menge von der Oberfläche eindringende phreatische Wasser wegen der Hindernisse in den verschiedenen Stockwerken nicht in seiner ganzen Menge zur Tiefe absteigen kann, muß in jedem wasserführenden Horizont auch eine starke, seitwärts gerichtete Strömung auftreten, die dann

unter der Tertiärdecke an den aufsteigenden Heißwasserstrom stößt und mit diesem vereint nun als gemischte Therme zur Oberfläche steigt.

Aus dem SCHAFARZIKSchem Blockdiagramm ist zu sehen, daß er linksseitig der Donau nur mit aufsteigendem Wasser rechnet. Er hat in seinem geologischen Profil auf Grund der an beiden Ufern der Donau voneinander abweichenden geothermischen Gradienten auch den Geoisothermenverlauf angegeben.

Mit der Entstehung der Thermen von Budapest beschäftigten sich auch E. SCHERF und J. KÜHN eingehend (12). Ihre Auffassung steht der von F. SCHAFARZIK sehr nahe. In ihrer Erörterung schreiben sie, daß sie nur die Durchlässigkeitsverhältnisse der einzelnen geologischen Schichten interessierten. Ihrer Ansicht nach besteht das Gros der Thermalwässer aus Karstwasser. Zwecks besserer Beleuchtung ihrer Auffassung haben sie auf Grund eines älteren Profils von F. SCHAFARZIK und der Tiefbohrung im Stadtwaldchen auch ein Profil gezeichnet, in welchem sie außer den Durchlässigkeitsverhältnissen der einzelnen geologischen Bildungen auch schematisch die Strömungsrichtungen des in dem Untergrund sich bewegenden Wassers, wie auch Isothermen in dem Grundgebirge darstellten. Ihrer Auffassung nach senkt das kalte Karstwasser des Grundgebirges im Hintergrund des Budaer Gebirges und wahrscheinlich über dieses hinausgehend auch noch im Pilis und anderen Gebirgen hydrostatisch langsam herab. Während es unter die Tiefebene taucht, wird es durch normale geothermische Erwärmung in Warmwasser umgewandelt. In dem Budaer Gebirge und in den daran anschließenden Gebirgsteilen befindet sich das in die Tiefe absickernde kalte Wasser in langsamer Bewegung nach der Hauptbruchlinie an der Donau zu. Diese Bewegungsrichtung wird im Endergebnis durch die Absenkung der Tiefebene verursacht, an deren Rande diese Bruchlinie gerade liegt. Infolge der in Rede stehenden Wirkung, welche die tektonische Struktur noch fördert, muß die Kaltwassermasse in der Gegend der Hauptbruchlinie an der Donau in eine verhältnismäßig größere Tiefe hinabgelangen, als im östlichen Teil des Profils. Gegen den Hauptbruch fortschreitend laufen die Isothermen noch abwärts. Nur in der Nähe des Hauptbruches bricht das Heißwasser schon unten und mit großer Stärke auf und verhindert allmählich das Vordringen des Kaltwassers und biegt demzufolge die Isothermen zurück, die sich am oberen Ende des Hauptbruches verdichten. Demgemäß darf man im Untergrund das heißeste gemischte Wasser ost- und südostwärts von der Hauptbruchlinie erwarten, was in der Tat auch so ist. Nach ihrer Ansicht leitet die in Richtung auf die Tiefebene einfallende Basisfläche des Kisceller Tones das unter letzterem sich anhäufende Heißwasser gegen das oberflächliche Ende des Hauptbruches an der Donau. Entlang dieser Basis-

fläche des Kisceller Tones hebt sich an der Hauptbruchspalte das wirklich heiße Wasser schräg und nicht vertikal aus der Tiefe empor und in dem oberen Abschnitt dieser Spalte steigt infolge Beimischung von aus nordwestlicher Richtung kommenden kalten Wassermassen im allgemeinen ein kühleres Wassergemisch auf. Sie verwerfen allerdings auch die Ansicht nicht, daß sowohl durch den Donau-Hauptbruch, wie auch durch sonstige Brüche Wasser nicht aufsteigen könnte; sie wollten nur hervorheben, daß der Hauptbruch durchaus nicht der einzige Träger der wärmsten Wässer ist. Ihrer Ansicht nach muß sich die behandelte Erscheinung umso stärker zeigen, je tiefer in dem Grundgebirge die untere wasserundurchlässige Schicht liegt. Dagegen läßt die Kaltwassermasse ihre Wirkung jenseits der Fläche der Bruchlinie umso weniger fühlen, je näher die wasserundurchlässige Schicht zur Oberfläche liegt und je kleiner die Neigung der letzteren nach der Tiefebene ist. Sie rechnen mit dem Hinuntergelangen des Kaltwassers bis zur wasserundurchlässigen Schicht und mit der Erwärmung desselben in dieser Tiefe. Sie erwägen noch, was geschehen würde, wenn die „Füeder Mergelgruppe“ (karnische Mergelgruppe) vorhanden wäre und als erste wasserundurchlässige Bildung eine Rolle spielen würde. In diesem Falle, sagen sie, könnte das Karstwasser in größerer Menge nicht in eine große Tiefe geraten und jene hohe Temperatur erreichen, mit welcher es an die Oberfläche tritt. Die Isothermen der niedrigeren Temperaturen würden in diesem Fall weit südostwärts von der Hauptbruchlinie in die Tiefe vordringen. Dagegen dürften die Werfener Schichten schon in einer so großen Tiefe lagern, daß das unmittelbare Herabdringen des Wassers in eine ziemlich große Tiefe ermöglicht wird. Die Ausstülpung der Isothermen muß prinzipiell auch dann zustande kommen, wenn in der Tiefe des Grundgebirges die in dem Profil gezeichnete wasserundurchlässige Schicht fehlt, da die Bewegung des Karstwassers auch in diesem Falle eine horizontale Komponente hat.

Mit der Anwendung der bekannten Theorie von N. A. GAUTIER (13) wünschen J. WESZELSZKY (14) und F. HORUSITZKY (15) die Entstehung der Thermen von Budapest zu klären. GAUTIER läßt bekanntlich die Thermalwässer durch die Entwässerung und das Freiwerden gebundener Wässer der in den sinkenden Krustenteilen der Erde in Tiefen von höherem Druck und höherer Temperatur gelangten Gesteinen abstammen. Da nach Auffassung F. HORUSITZKYS die mit der Ausfüllung unserer großen Becken, der Großen Tiefebene und Transdanubiens schritthaltende Senkung noch heute nicht beendet ist, können immer neue Gesteinsmassen unter solche physikalische Umstände geraten, unter welchen sie die an der Erdoberfläche gebundenen Wässer abgeben müssen; damit kann dieser Vorgang für den ständigen Ersatz für unsere Warmquellen dienen. Die so entstan-

denen Wässer nennt F. HORUSITZKY profunde oder Tiefenwässer. Zu diesen Warmwässern gehören laut ihm die der Großen Tiefebene und auch die am Fuße des Budaer Gebirges entspringenden Thermen, also auch die von Budapest. Diese letzteren sind aber mit Karstwasser gemischt und stehen außerdem auch noch mit den Schichtwässern der sich an das Gebirge lehenden jüngeren wasserführenden Schichten in Verbindung. Die verschiedene Temperatur, Zusammensetzung, Konzentration bestimmten gerade das Vermischungsverhältnis des Karstwassers, des profunden Wassers und der Schichtwässer. Bezüglich der Entstehung der Thermen von Budapest hält er die Frage der Richtung des Warmwassernachschubes für wichtig. Auf Grund der reinen Karstwassertheorie muß man den Nachschub der Thermen größtenteils von Westen her, von der Richtung des Budaer Gebirges abstammen lassen. Er hebt aber hervor, daß schon F. SCHAFARZIK darauf hinwies, daß die Temperaturunterschiede unserer Thermen besser deutbar sind, wenn wir ihren Nachschub von OSO, von der Großen Tiefebene her, annehmen. Die Große Tiefebene stellt, wie das ihre artesischen Warmwasserbrunnen bezeugen, ein großes Wärmereservoir dar, dessen Warmwässer unter der mächtigen Deckschicht nach dem Fuße des Budaer Gebirges streben und hier gemischt mit dem von Westen kommenden kalten Karstwasser hervorbrechen.

Für die Beurteilung der Entstehung der am Rande der verkarsteten Gebirge auftretenden Thermen, so auch jener von Budapest, sind auch die Arbeiten H. KESSLERS von großer Wichtigkeit. Nach ihm ist von Karstwasserabstammung die Rede. Die Karstwasserbilanz des ganzen Landes aufstellend konnte er zeigen, daß in den verschiedenen verkarsteten Gebieten des Landes — im äußersten Fall nur mit einer Abweichung von 13 Prozent — sich der an den verkarsteten Oberflächen einsickernde Niederschlag mit dem an die Erdoberfläche austretenden kalten und warmen Karstwasser im Gleichgewicht befindet (16). Den Wasserertrag der Thermen von Budapest deckt genau die innerhalb einer verkarsteten bis zu Solymár reichende Fläche von 74 km² einsickernde Niederschlagsmenge. Aus diesen Untersuchungen zieht KESSLER die Folgerung, daß die Wassermenge der Thermen von dem einsickernden Niederschlag gedeckt werden kann. Ferner bemerkt KESSLER, es wäre nach der Ansicht der Verteidiger der juvenilen oder aus den Gesteinen geschwitzten „profunden Wassertheorie die Anwesenheit gewisser Elemente im Wasser, sowie auch die Radioaktivität einiger Wässer, ein Beweis für eine solche Abstammung. Es waren aber nach ihm solche Elemente auch in Karstwässern nachweisbar, deren Tiefenursprung nicht in Frage kommen konnte; z. B. ist dies der Fall im Bükk-Gebirge bei den Szikla- und Szalajkaquellen neben Szilvássvárád mit der Temperatur 6 bis 10° C, am Rande des Bükk-Gebirges bei

der Quelle des Miskolcer Wasserwerkes mit der Temperatur von 10° C und im Gömörer Karst bei den Komlos- und Josvaquellen mit 6 bis 12° C. In diesen Quellen haben die Analysen außer den aus den Karstwässern bekannten Elementen bisher als "profund" geltende Elemente, wie Na, Sr, Ba, Si, Pb, Mn, Fe, Ti, Cu, Li nachgewiesen. FR. BRUGGER hat ferner die Anwesenheit dieser Elemente auch in Budaer Dolomiten festgestellt (17). Also können KESSLERS Ansicht nach solche Elemente aus den verkarsteten Dolomiten in das Karstwasser gelangen. Wie bekannt steigt die Radiumemanation bei tief hinabreichenden Brüchen mit der Tiefe an und aktiviert die in ihren Weg geratenen aufsteigenden Wässer. KESSLER weist in Verbindung damit darauf hin, daß Emanation auch in kalten Quellen auftreten kann. Er beruft sich dabei als Beispiel auf gewisse Quellen von Balatonfüred und Siebenbürgen. Ferner läßt er die verschiedenen Temperaturen der Thermen nicht von den verschiedenen Vermischungsverhältnissen des Karst- und „profunden“ Wassers ableiten, sondern ist mehr der Meinung, daß die das Karstwasser führenden Gänge in verschiedenen Tiefen in die das Wasser der Thermen transportierenden Hauptbruchlinien einmünden.

Endlich untersuchte H. KESSLER noch die Frage, wieviel „profundes“ Wasser aus der Senkung der Tiefebene und Transdanubiens stammen kann. Um die Unwahrscheinlichkeit der profunden Wassertheorie bei der Entstehung der Budapester Thermen zu beweisen, hat er eine Senkung des ganzen Landes (90.000 km^2) angenommen, was natürlich absurd ist, und rechnete mit einer jährlichen Senkung von 1 mm. Unter solchen stark übertriebenen Bedingungen gerät jährlich eine Gesteinsmasse von $0,09 \text{ km}^3$ unter solche physikalische Verhältnisse, daß diese ihr Wasser „abgibt“; die ausgeschwitzte Wassermenge würde also jährlich ungefähr nur zweieinhalb Millionen Kubikmeter ausmachen. Wenn all dieses Wasser durch die Quellen von Budapest an die Erdoberfläche gelangen würde, könnte diese Menge nur 12 Prozent der gesamten Warmwässer von Budapest ausmachen. Die Feststellungen KESSLERS ergänzend können wir noch bemerken, daß die regionale Senkung der Tiefebene derzeit noch nicht als gesichert zu betrachten ist. Die älteren diesbezüglichen Daten — so scheint es — sind nicht stichhaltig, oder zumindest unsicher. Auf Grund dieser Daten dachte man an eine jährliche Senkung von 0,35 mm, was aber nur ein Drittel des von H. KESSLER zugrundegelegten Wertes ausmacht. Er selbst schreibt, daß der von ihm in Rechnung gezogene Senkungsbetrag von 1 mm übertrieben günstig ist. Zwar kalkuliert H. KESSLER in dieser Rechnung nicht mit der die Menge der verschiedenen Warmwässer vermehrenden Karstwasserzufuhr, jedoch meinen auch wir, daß die profunde

Wassertheorie nicht ausreichend für die Erklärung der Entstehung der Budapester Thermen ist.

4. Die kritische Bewertung der bisherigen wichtigeren Theorien und die Unterströmungstheorie.

Wie aus den über die Entstehung der Thermen von Budapest vorgeführten Ansichten zu ersehen ist, zeigen sich sehr ernste Gegensätze zwischen den verschiedenen Meinungen der Forscher. Es scheint aber — auf Grund der eingehenden Untersuchungen von H. KESSLER —, daß man derzeit den Karstwasserursprung nicht mehr leugnen kann. Diskutierbar wäre aber unserer Auffassung nach erstens, die die Thermen unmittelbar nährenden Warmwässer einfach durch Bewegung des Karstwassers direkt vom Budaer Gebirge zur ersten Randbruchlinie abzuleiten und zweitens auch die profunde Vorstellung. Unsere Auffassung ähnelt im gewissem Grade der von F. SCHAFARZIK.

Unserer Meinung nach ist die Ansicht, wonach die Budapester Warmquellen einen vadosen Karstwasserursprung haben, zutreffend (F. SCHAFARZIK, I. KÜHN, E. SCHERF, H. KESSLER). Als wahrscheinlich kann weiters angenommen werden: das Emporsteigen des vom Gebirge aus westlicher Richtung kommenden Wassers unter der tertiären Sedimentdecke des Beckens, im Wesentlichen schon aus östlicher Richtung, bis an die Erdoberfläche, ferner die Rolle des Sedimentmantels als Wasser- und Wärmesperre, aber auch die Annahme, daß die Temperaturunterschiede der Thermen darauf zurückzuführen sind, daß das emporsteigende Warmwasser sich mehr oder minder mit dem kälteren Karstwasser vermischt, schließlich die aus der im Gebirge höheren Lage der Karstwässer und aus der abweichenden Dichte des kalten und des warmen Wassers sich ergebende Rolle als Ursache des hydrostatischen Druckunterschiedes bzw. des Auftriebs, was später auch M. PÁLFI besonders betont hat (21).

Der mit Hohlräumen, Kavernen, Klüften, Brüchen, Lithoklasen durchsetzte Tiefkarst im Budaer Gebirge ist mit Karstwasser gefüllt. Bei diesem Tiefkarst muß man natürlich nicht nur mit der jüngsten, sondern auch mit den älteren Verkarstungen rechnen. Die Tiefe der stärker verkarsteten Zone der neuesten — nachpannonischen — Verkarstung im Gebirge kennen wir derzeit noch nicht genau. Diese, am spätesten ausgebildete, jüngste, verkarstete Zone, wird entlang der Verwerfungsbrüche des Gebirgsrandes, aber auch dort, wo am Rande die tertiäre Sedimentdecke ohne Bruch einfach auf der Oberfläche der schon früher verkarsteten karbonatischen Gesteinsmassen aufliegt, mit dieser alten verkarsteten Zone in unmittelbarer Verbindung stehen, also werden sowohl die aus den nicht gleichaltrigen Verkarstungen herrührenden Hohlraum-, Kluft-, wie

auch die tektonisch bedingten Bruch- und Lithoklasensysteme ein zusammenhängendes Kommunikationsrohrsystem bilden. Im Gebiet von Budapest verkarstete der obere Teil der mit tertiären Bildungen bedeckten triassischen Karbonatgesteine in der Zeit zwischen der Trias und dem Eozän. Man kann ferner noch mit einer auch noch die eozänen Kalksteine und Kalkmergel betreffenden Verkarstung von kürzerer Zeitdauer — in der Zeit der interoligozänen Abtragung — rechnen. Auch im Miozän konnten Verkarstungen, aber nicht von großer Bedeutung, eintreten. Diese letzteren, sowie die jüngste, nachpannonische Verkarstung konnten die abgedichteten Karbonatgesteinsmassen im Untergrund der Becken nicht mehr berühren.

Wie schon erwähnt, haben wir über die Tiefen der stärkeren Verkarstungen noch nicht genaue Angaben. Nach T. WILLEMS und A. HARSÁNYI (18) ist bei Dorog, aber auch anderswo, die Mächtigkeit der stärker und voreozän verkarsteten oberen Zone des bedeckten Karstes unter dem eozänen Braunkohlenlager 30 bis 40 m, die Verkarstung nimmt aber bis zu einer Tiefe von 70 m schon merklich ab, wie dies die Bohrproben deutlich zeigen. Da man aber — wie erwähnt — mit mehrmaligen Verkarstungen rechnen kann, ferner auch Berge höher als 70 m über die damaligen Talsohlen während der Verkarstungszeiten seit der Trias aufragen konnten, die auch von den Ablagerungen der eozänen Transgression allmählich verhüllt wurden, dürfte man, mindestens an einigen Stellen, mit einer weit tieferen voreozänen Verkarstung rechnen können. Weiters kann man auch infolge des Auftretens der in dem Transdanubischen Mittelgebirge weit verbreiteten und nicht selten tief hinabreichenden sogenannten Querbrüchen dilatorischer Beschaffenheit, wie auch wegen der Schichtfugen, ferner wegen der zahlreichen Lithoklasen des stark zerbrochenen Gebirges annehmen, daß das Karstwasser auch tiefer als 70 m in die Dolomit-Kalkstein-Masse heruntergelangen kann. Diese Erkenntnis gestaltet gleichzeitig die Wasserbewegung verwickelter. In Ermangelung eingehender Kenntnisse hierüber, haben wir uns mit den hieraus resultierenden Erscheinungen nicht befaßt. Unter der tertiären Sedimentdecke der Tiefenebene am linken Ufer der Donau sind in dem obersten Teil der Triasbildungen ähnliche Verhältnisse, wie bei Dorog, bezüglich der voreozänen Verkarstung, zu erwarten. Darüberhinaus müssen wir aber auch mit der Verkarstung der dazu geeigneten Glieder der Eozängesteine rechnen.

Der Spiegel des Karstwassers wird in Budapest bekanntlich (40) durch den Wasserspiegel der Donau als anzapfender Basis geregelt, da die Donau stellenweise den Dolomit berührt — so z. B. ist beim Gellért-Berg direkt unter dem Flußbett Dolomit vorhanden (20) —, oder sie ist vom Dolomit durch dünne wasserdurchlässige pleistozän-holozäne Bildungen getrennt.

Die Verbindung des Karstwassers des Gebirges mit dem Wasser der Donau kann auch durch eozäne Bildungen möglich sein, ja es kommt auch der Budaer Mergel in dieser Hinsicht in Betracht.

Wie aus dem auf Abbildung 12 gezeigten Idealprofil ersichtlich, können wir aus den geologischen Lagerungsverhältnissen auf die Entstehung der Budapester Thermalquellen die Erklärung des auf Abbildung 10 dargestellten Falles anwenden. Ein Unterschied besteht nur insofern, als in Budapest die auf den verkarsteten Karbonatgesteinsmassen (Trias und Eozän) lagernde junge Sedimentdecke nicht eine einfach schieflächige Auflagerung bildet, sondern der gegenseitige Kontakt durch Verwerfungen gestaffelt ist; doch werden die einzelnen Schollen durch den wassersperrenden Kisceller Ton zusammenhängend zugedeckt, so wie dies aus dem — von uns etwas modifizierten — Profil A. VENDLS auf Abbildung 12 zu entnehmen ist.

Die Entstehung der Thermen können wir uns so vorstellen, daß bei der an die Erdoberfläche gelangten gut wärmeleitenden Karbonatgesteinsmasse die Geoisothermen im Budaer Gebirge tiefer liegen im Vergleich zu jenen, welche in seiner schlecht wärmeleitenden jungen Sedimentdecke auftreten. Angefangen von dem Zeitpunkt der ersten Bloßlegung des ersteren, treten solche thermische Verhältnisse auf, welche Abb. 8 und im späteren Zustand die Abb. 10 festlegt. Die Temperatur des in der verkarsteten Karbonatgesteinsmasse aufgespeicherten Karstwassers wird beim Kontakt mit ihrer Sedimentdecke höher, wie in gleichem Niveau des Karbonatgesteins, jedoch weiter von der Grenzfläche entfernt. Dies setzt die Strömung des wärmeren Wassers nach oben in den Wassergängen unmittelbar unter der Basis der Sedimentdecke in Gang, worauf auch die seitwärtige Unterströmung des in dem Inneren des Gebirges sich ständig ergänzenden Karstwassers in den Wassergängen unter den aufsteigenden warmen Wässern beginnt, so wie es wir schon vorher ausführlich darstellten. Das Fortschreiten der Abtragung, welche durch die Absenkung der Großen Tiefebene noch gefördert wurde, obwohl wir dieses Ereignis gar nicht für entscheidend halten, führte zur Heraushebung des karbonatischen Gebirges aus der Tiefebene und damit verbunden zur Ausbildung einer höheren Lage des Karstwasserspiegels im Gebirge, als bei seinem Austrittspunkt am Gebirgsrande. In der Erhaltung der Strömung spielt natürlich der aus der Niveaudifferenz des Karstwasserspiegels und des Austrittsortes, weiter aus der Dichtedifferenz des kalten Wassers im Gebirge und des unter der jungen Sedimentdecke aufsteigenden warmen Wassers sich ergebende hydrostatische Auftrieb eine Rolle. Alle zwei Ursachen wirken eindeutig auf den Aufstieg des Warmwassers fördernd. Den praktisch als dauernd ansprech-

baren Zustand haben wir in dem Budapester Profil mit der Berücksichtigung der Abb. 10 gezeichnet.

In dem Budapester Profil berührt sich das Dolomit-Kalkstein-Gebirge entlang eines abschiebenden Bruches mit dem Kisceller Ton und an diesen Bruch steigt das Wasser der Thermen auf. Der Bruch begünstigt natürlich das Austreten der Warmwässer, doch ist sein Auftreten nicht unbedingt notwendig. Wie wir es schon erwähnt haben, kann auch eine einfache, z. B. transgressive, schieflächige Auflagerung der wassersperrenden Schicht auf die verkarsteten Gesteine das Auftreten von Thermen an der obertägigen Ausstreichlinie ermöglichen. Wir weisen noch darauf hin, daß wir auch selbständigere, von den anderen mehr-minder isolierte Wassergänge für möglich halten, aber selbst für diese muß die Erscheinung der Unterströmung gelten.

Mann kann öfters beobachten, daß auf sehr kleinem Gebiet auftretende, scheinbar zu derselben Quellengruppe gehörenden Quellen verschiedene Temperatur haben, z. B. im Fall der Quellen des Császár- und Lukácsbades. Die verschiedenen Temperaturen der Thermen versuchte schon, wie wir es erwähnt haben, auch F. SCHAFARZIK zu erklären (10). Die Ursache der Temperaturunterschiede wäre nach ihm das abweichende Vermischungsverhältnis der aus den verschiedenen Tiefen und Seitenströmungen ankommenden Wasser verschiedener Temperatur mit dem unter den tertiären Mantel aufsteigenden Warmwasser. Wir stützen uns auf diese Auffassung von SCHAFARZIK, möchten aber doch glauben, daß man in der Nähe des Thermenaustrittes, also in nicht zu großer Tiefe mit einer in verschiedenem Verhältnis eintretenden Vermischung zwischen dem aus dem Osten zurückströmenden wärmer gewordenen und dem aus dem Westen kommenden obersten kalten Karstwasser rechnen darf und die Temperaturdifferenzen benachbarten Quellen auf diese Weise erklären kann. Die resultierenden Temperaturen sind außer von den Temperaturen der sich vermischenden Wasser auch noch von deren Menge abhängig. All dies steht weiters in engem Zusammenhang mit den schlechteren oder besseren Verbindungen der verschiedene Wasser führenden Wassergänge, sowie mit deren Dimensionen. So ist es tatsächlich begreiflich, daß Unterschiede sowohl in der Temperatur, wie auch in der Schüttung auch bei eng nebeneinander befindlichen Quellen möglich sind. Damit in Zusammenhang können wir auch der Meinung von H. KESSLER bezüglich der Ausbildung der verschiedenen Temperaturen der Budaer Thermen, wonach die karstwasserführenden Wassergänge, in verschiedenen Tiefen in die das Wasser der Thermen führenden Hauptbruchlinien münden, insofern beistimmen, als im Verlaufe der Strömungen die Wasser voneinander abweichende Wege zurücklegen können. Es sei noch bemerkt, daß in

Budapest, bei hohem Wasserstande der Donau, dort wo die karstwasserführenden Gesteine bzw. die Quellen, welche vom Strom nur durch eine wasserdurchlässige Schicht getrennt sind oder sogar in direktem Kontakt stehen, bekanntlich auch Donauwasser in das Karstwasser bzw. in dessen Quellen eindringen kann. Sowohl mit dem Mischen der verschiedenen Wässer, wie auch mit dem Einfluß der Donau auf die Quellen beschäftigte sich sehr eingehend F. PAPP mit seinen Mitarbeitern. In ihren Arbeiten findet man viele interessante diesbezügliche Messungsdaten.

Bei der Zeichnung des Profils der Abb. 12 haben wir die Wärmeleitfähigkeit der Karbonatgesteine auf Grund der Literatur, als auch nach den Messungen an zwei Dolomiten vom Gellértberg durch T. BOLDIZSÁR, der uns die von ihm festgestellten Werte entgegenkommend zur Verfügung stellte, mit $8 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C, jene der die Kalkstein-Dolomit-Gesteine bedeckenden jungen Sedimente aber mit $4,0 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C angenommen, welchen Wert schon T. BOLDIZSÁR für die tertiären Gesteine der Großen Tiefebene, als einen durchschnittlichen, vorausgesetzt hat (22).

In der Literatur findet man für Dolomite und für dichte Kalksteine noch z. B. die folgenden Werte:

Dolomit (Gerhardminnebronn) bei 25° C $10,9 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C

Dolomit bei 25° C $10,9 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C

Dolomit bei 0° C $11,9 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C

Dichte Kalksteine $4,8$ — $8,2 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C

Die von T. BOLDIZSÁR festgestellten Wärmeleitfähigkeiten von Dolomiten des Gellértberges sind ferner:

Poröser Dolomit $5,19 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C

Dolomit beim Wasserwerk $9,76 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C

Auf Grund der vorgeführten Daten denken wir, daß für die durchschnittliche Wärmeleitfähigkeit der Karbonatgesteine ein Wert von $8,0 \cdot 10^{-3}$ cal/cm sec $^{\circ}$ C entsprechen kann. Zur Zeichnung notwendigen Wert des Wärmestromes der Erde haben wir ebenfalls auf Grund der Untersuchungen von T. BOLDIZSÁR für Transdanubien als $2,0$ und $2,2 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec angenommen [er gibt in einer Studie (25) $2,0$ — $2,4 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec an]. Es kann sein, daß diese von uns in Betracht gezogenen Werte etwas kleiner als die tatsächlichen sind, da BOLDIZSÁR für die Große Tiefebene auch größere Werte angibt (25) und auch in Transdanubien im Mecsek Gebirge einen größeren Fluxus festgestellt hat (25 a). Prinzipiell bringt aber eine kleinere Abweichung keine Störung in unsere weiteren Erörterungen. Auf Grund der in Betracht gezogenen Wärmeleitfähigkeit und Fluxuswerte kann in der Karbonatgesteinsmasse ohne thermische

Anomalie mit 40 bzw. 36,4 m, in den jungen Sedimenten aber mit 20 bzw. 18,2 m für gg gerechnet werden. Die auftretenden thermischen Anomalien und die Wasserströmung werden jedoch diese Werte ändern, einerseits im oberen Teil des verkarsteten Gebirges, ferner in der Zone der Kontaktfläche zwischen dem verkarsteten Gebirge und dessen Sedimentdecke. Ein Steigen und Sinken des geologischen geothermischen Gradienten kommt gleicherweise vor. Außerdem können auch etappenweise negative Werte vorkommen.

In dem Budapester Profil (Abb. 12) versuchten wir auch diese Änderungen darzustellen. Da wir beinahe nichts Quantitatives davon wissen, konnten wir die Isothermen in der Zeichnung nur andeuten. Mit „normalen“ geologischen geothermischen Gradienten können wir in dem Gebirge nur in größerer Tiefe rechnen, in den Becken aber, in jenen der Großen und Kleinen Tiefebene und des Südtransdanubischen Beckens, jedoch nur in den vom Gebirgsrande entfernter liegenden Gebieten, wo die Unterströmung bereits fehlt.

Die Budapester Thermen, deren Ursprung auf den Bewegungen des Karstwassers beruht, können wir als Thermen vom Typ Budapest bezeichnen. Auch die warmen Quellen am Rand des Transdanubischen Mittelgebirges sind in diesen Typus einzureihen. Unter ähnlichen geologischen und hydrogeologischen Verhältnissen kann an zahlreichen Punkten der Erde mit dem Erscheinen von Warmwasserquellen des gleichen Typs gerechnet werden. Wir möchten uns später noch mit der Untersuchung derartiger Thermen befassen.

Aus unserer oben entworfenen Auffassung über die Entstehung der Thermen von Budapest geht hervor, daß das vom Gebirge unter die Große Tiefebene eindringende kältere Karstwasser bis zu einem Dichteausgleich kälter sein muß, als jenes, welches sich in entgegengesetzter Richtung unmittelbar unter der wassersperrenden tertiären Decke gegen den Oberflächenausfluß des Gebirges bewegt. Daraus geht auch hervor, daß in dem unter die Große Tiefebene fallenden Teil der triasischen und eozänen verkarsteten Karbonatgesteine aufgespeichertes Wasser von Karstwasserabstammung bis zu seiner Eindringungsentfernung- und -tiefe unter der jungen Sedimentdecke oben — in der Zone der Rückströmung — im allgemeinen wärmer sein muß, als in der tieferliegenden Unterströmungszone. Mit anderen Worten: die Temperatur des Warmwassers wird bis zu einer gewissen Tiefe sinken, dann steigt sie nach unten wieder an. Auf Grund der skizzierten Lage ist aber in dieser kritischen Zone etappenweise ein negativer geologischer geothermischer Gradient zu erwarten. Daraus darf man aber die Folgerung ziehen, daß in Budapest, oder wo immer, Warmwässer ähnlicher Entstehung und Lage vorkommen, unter

der Tiefebene die Temperatur der angebohrten thermalen Wasser durch Weiterbohren sich zuerst nicht erhöht, sogar bis zu einer gewissen Tiefe sinkt. Wenn das nachzuweisen ist, so gilt dies gleich als ein Beweis für die Richtigkeit der vorgeführten Entstehungstheories siehe diesbezüglich eine frühere Mitteilung des einen der Autoren (26). Hierzu mögen folgende Beispiele angeführt werden:

Beim Gellértbad, am Fuße des Gellértberges, wurde zwecks der Aufschließung von Thermen in einer Entfernung von 50 m in nördlicher Richtung von einer nordwestlich streichenden Verwerfung, die den südöstlichen Randbruch des Gellértberges bildet (SCHERF und KÜHN) bis zu einer Tiefe von 142 m gebohrt. Die Bohrung verlief von 9 m bis zum Ende im Dolomit. Südwärts von der Verwerfung steht bereits der wasserundurchlässige Kisceller Ton an. Nach M. PÁLFY (21) betrug die Wassertemperatur in 11,5 m Tiefe 32° C. Die Temperatur erreichte in 71,58 m die Maximalhöhe von 48,6° C (nach SCHERF und KÜHN 48,8° C), in 142,5 m hat man dagegen nicht, wie es zu erwarten war, eine höhere, sondern eine niedrigere Temperatur 48° C (nach K. EMSZTS Messung 48,2° C) gemessen. PÁLFY folgerte hieraus, daß in den tieferen Teilen des Dolomits das Thermalwasser nicht gleichmäßig verteilt ist, sondern dieses an der Bruchlinie aufsteigt und mit Karstwasser in Berührung kommend sich mit jenem vermischt und infolgedessen abkühlt. Je mehr sich in der liegenden Scholle des Bruches die Bohrung von demselben entfernt, desto kälter wird das Wasser. Diese Erscheinung kann aber auch so erklärt werden, daß in der Nähe der jungen absperrenden Sedimentdecke das aus dem unteren Teil aufsteigende Warmwasser die Temperatur der Umgebung hebt (48,6 bis 48,8° C), doch ganz oben, wo eine Mischung mit dem von dem Gebirge ankommenden obersten, besonders kaltem Wasser möglich ist, wird seine Temperatur niedriger sein (32° C) und endlich sinkt sie in der Unterströmungszone wieder (48° C). Schade, daß in dem Abschnitt von 71,58 bis 142,5 m keine zuverlässigen Messungen durchgeführt wurden. Von diesem Abschnitt schreibt PÁLFY nur, daß die Temperatur hier nicht wuchs, sondern eher um 0,8° C sank.

Noch interessanter ist die am nördlichen Ende der Margarethen-Insel vertiefte Bohrung III. In dieser Bohrung gewann man das erste aufbrechende Wasser in 107 m Tiefe mit 43° C, dann fand man in der Tiefe von 137 bis 141 m einen neuen Aufbruch mit der Temperatur von 41° C. Da man wärmeres Wasser gewinnen wollte, bohrte man weiter, aber das in 502 m Tiefe angebohrte Wasser hatte nurmehr 31° C. Die Bohrung durchörterte von 104,5 m bis zum Ende Eozän, und zwar hauptsächlich Kalkstein und nur sehr untergeordnet Sandstein und Sand. Über die eozänen

Bildungen lagert sich ein wasserabsperrender unteroligozäner Mergel und noch höher der mitteloligozäne Kisceller Ton.

Ähnliche Daten haben wir aber nicht nur am Kontakt des Budaer Gebirges mit der Großen Tiefebene, sondern auch von der Berührungslinie des nördlich vom Budaer Gebirge liegenden Piliser Gebirges mit der Kleinen Tiefebene, und zuletzt gibt es auch noch Daten, nach denen man einen ähnlichen Fall am Südwestrande des Transdanubischen Mittelgebirges bei Héviz vermuten kann, und zwar in der Berührungszone des Keszthelyer Gebirges und der Zalaer Hügellandschaft, welche strukturell als ein beckenartiges Gebilde im Vergleich zum Keszthelyer Gebirge zu betrachten ist. An beiden Stellen treten Thermen bei der Berührung des verkarsteten mesozoischen Dolomit-Kalksteingebirges mit der jungtertiären Sedimentdecke von großer Mächtigkeit auf.

In Esztergom sind viele warme und lauwarne Quellen. Die Temperatur dieser Quellen schwankt zwischen 15° und 28° C. In einer Bohrung hat man in 16,64 m Dachsteinkalk angebohrt. In 140 m Tiefe war die Temperatur des gefundenen Wassers $27,5^{\circ}$ C, in 157 m dieselbe, zwischen 225 bis 238 m aber nur mehr $26,5^{\circ}$ C, also auch hier sank die Wassertemperatur abwärts (28). Über dem mesozoischen karbonatischen Grundgebirge liegen auch bei Esztergom wassersperrende Gesteine, nämlich der Kisceller Ton (29).

In dem am Rande des Keszthelyer Gebirges liegenden Badeort Héviz erbohrte man bei dem Erholungsheim der Finanzverwaltung an der Grenze der Pannondecke und der Triasdolomitschichten Wasser von 46° C. Dies ist wärmer als das Wasser des in der Nähe liegenden Hévizier Teiches ($32,5^{\circ}$ C). Beim Weiterbohren in dem Dolomit fand man jedoch viel kälteres Wasser, nur mit einer Temperatur von 34° C (30).

Alle diese Bohrungen dürften beweisen, daß das im Gebirge sich ständig erneuernde Karstwasser unter dem aufsteigenden Warmwasser bis zu einer gewissen Entfernung als Unterströmung tatsächlich in das junge Becken eindringen kann.

Es wäre interessant zu wissen, wie weit vom Rande des Budaer Gebirges die Unterströmung reicht, das heißt, wie groß die Breite der Unterströmungszone sein kann. Wir denken, daß die letztere bis zu einer solchen Entfernung bestehen kann, wo an der Basis der jungen Sedimentdecke die erste für die Großen Tiefebene charakteristische „normale“ Temperatur bzw. ein normaler Wert für gg erscheint. Es ist anzunehmen, daß die Basis der Sedimentdecke hier bereits horizontal ist oder wieder ansteigt. Das bisher bekannte wärmste Wasser ist jenes im Stadtwäldchen in 1256,1 m Tiefe aufgeschlossene mit 76° C (Bohrung Nr. II). Die Sohlentemperatur dürfte annähernd um 80° C sein. T. BOLDIZSAR gibt für die

Große Tiefenebene als durchschnittlichen Wert für gg 18 bis 20 m/° C an (25). Eine mittlere Jahrestemperatur von 9,9° C in Betracht gezogen, kann man bei der in Frage stehenden Bohrung gg mit 17,9 m/° C berechnen, also sehr nahe den Werten der Großen Tiefenebene. Im Falle von 18 m/° C gg würde die Unterströmung bis in eine Tiefe von 1262 m, bei 20 m/° C bis zu 1402 m andauern bzw. vom Rande des Gebirges gerechnet bis zu einer Entfernung, wo bereits solche Tiefen auftreten. Die Bohrung Városliget II. (Stadtwäldchen II.) würde auf Grund obiger Berechnungen und Annahmen schon nahe an die Grenze der Unterströmung fallen. Diese Grenze selbst dürfen wir übrigens noch ein wenig weiter östlich suchen.

Wenn wir im Transdanubischen Mittelgebirge den Unterströmungsgürtel, vom Rand des Gebirges gerechnet, im allgemeinen nur 5 km breit annehmen, wird das eine Unterströmung ermöglichende Gebiet mit einer grob geschätzten Länge von 280 km bereits 1400 km² ergeben, ein Raum, dessen Fluxus bei der Entstehung der Temperatur der Thermen gemäß unserer Auffassung auch in Betracht kommen dürfte. Im Falle einer Unterströmung von 10 km würde dieses Gebiet schon auf 2800 km² anwachsen. Wir möchten aber bemerken, daß diese Werte wegen unseren diesbezüglichen bisherigen Kenntnissen nur als grobe Schätzwerte gelten können.

Unsere, im vorigen bei den Budapester Thermen dargestellte Auffassung über die Entstehung der am Rande des Transdanubischen Gebirges auftretenden Warmquellen ähnelt in gewisser Hinsicht jenen von F. SCHAFARZIK, sowie von E. SCHERF und J. KÜHN, die wir schon im vorigen angeführt haben. Im folgenden möchten wir aber die Unterschiede zwischen ihrer und unserer Auffassung näher beleuchten:

F. SCHAFARZIK rechnet mit dem Heruntergelangen eines Teiles des in das Budaer Gebirge einsickernden Niederschlagswassers durch verschiedene Horizonte in eine große, die Zone der kristallinen Schiefer erreichende Tiefe, wo es sowohl die hohe Temperatur erreicht, wie auch die von ihm für juvenil gehaltene Bestandteile aufnimmt. Er denkt an eine Verbindung mit Hilfe von Brüchen innerhalb der impermeablen Schichten bzw. Zonen. Demgegenüber verwandelt sich, unserer Auffassung nach, das einsickernde Niederschlagswasser, das Karstwasser, mindestens größtenteils, in einem ganz hohen stratigraphischen Niveau, in den verkarsteten oberen Dolomit- und Kalksteinmassen zu Warmwasser um. Weiter gibt F. SCHAFARZIK für das Gebirge am rechten Donauufer nur absteigende, für die Ebene aber nur aufsteigende Wasserbewegungen an. Er spricht jedoch nicht davon, wie das in dem Gebirge in große Tiefe herabgesickerte und dort eine hohe Temperatur annehmende Wasser auf den Teil am linken Donauufer gelangt und wenn

es dorthin gelangt, welche Rolle es in der aufsteigenden Strömung spielt. Hier fühlt man einen Bruch in seinem Gedankengang oder mindestens ist seine Darstellung des Verlaufes unklar. Er beleuchtet seine diesbezügliche Auffassung auch in einem Blockdiagramm. In diesem Blockdiagramm deutet er im Gebirge eine absteigende, in der Ebene aber nur eine aufsteigende Wasserbewegung an. Eine absteigende Strömung in der Ebene, mit welcher wir aber auch rechnen, zeigt sein Diagramm nicht. Das Herabsickern des Wassers im Gebirge erfolgt laut ihm nach unten immer langsamer, so daß das in großer Menge von der Oberfläche eindringende phreatische Wasser nicht in seiner ganzen Menge absteigen kann, sondern es entsteht in jedem wasserführenden Horizont eine starke seitwärts gerichtete Strömung des übrigbleibenden Wassers, welches sich mit dem unter der tertiären Decke aufsteigenden Heißwasserstrom trifft und mit diesem vereint nun als gemischte Therme an die Oberfläche gelangt. Nach uns vollzieht sich diese Vermischung wesentlich am Kontakt des Gebirges mit dem darüber liegenden jungen Sedimentmantel, jedenfalls oberhalb des in Unterströmung gesetzten Karstwassers und kaum in einer größeren Tiefe, als welche die oberste, karstwasserspiegelnahe Zone des Karstwassers darstellt, und ist nicht mit der gegen das Innere des Beckens strebenden, hinuntersteigenden kalten Strömung zu verwechseln.

Ein weiterer wesentlicher Unterschied ist — nach unserer Meinung — noch die große Bedeutung der aus der voneinander sehr abweichenden Wärmeleitfähigkeit der Gesteine des Gebirges und des Beckens entspringenden thermischen Anomalie in der Strömung des kalten und des warmen Wassers.

In der Ausbildung der Temperaturunterschiede der Quellen können, nach unserer Ansicht, die Zusammenhangsverhältnisse der einzelnen Quellengänge untereinander ebenfalls eine Rolle spielen. Ist die unmittelbare Verbindung, der Zusammenhang der Quellengänge schwach oder — zumindest vor dem Erreichen der Erdoberfläche — auf einer längeren Wegstrecke überhaupt nicht vorhanden, so daß die Wege der strömenden Wässer voneinander mehr-weniger abweichen, dann kann dieser Umstand schon allein zu unterschiedlichen Wassertemperaturen führen. Doch kann auch die Verschiedenheit der Wassermengen in den verschiedenen Gängen und die Strömungsgeschwindigkeit zu Temperaturunterschieden Anlaß geben.

Den Unterschied zwischen der Auffassung von I. KÜHN und E. SCHERF und der unseren denken wir im folgenden angeben zu können:

Laut Auffassung von I. KÜHN und E. SCHERF geschieht die Umwandlung in Warmwasser des im Gebirge in den Klüften des Grundgebirges hydro-

statisch langsam absinkenden Wassers durch normale geothermische Erwärmung, während es unter die Pester Ebene sinkt. Das in die Tiefe absickernde, kalte Wasser bewegt sich auch langsam gegen die Hauptverwerfung an der Donau. Nur in der Nähe der Donauverwerfung bricht Heißwasser mit großer Stärke aus der Tiefe auf und verhindert stufenweise das ostwärtige (südostwärtige) Vordringen des kalten Wassers und biegt hiedurch die Isothermen zurück, die am oberen Ende der Donauverwerfung sich verdichten. Das heißeste gemischte Wasser muß man östlich (südöstlich) von der Donaubruchlinie erwarten. Das aufsteigende warme Wasser sammelt sich im unteren Teil des gegen die Große Tiefebene einfallenden Kisceller Tones an und diese Fläche führt sozusagen das warme Wasser gegen das obere Ende des Donauer Hauptbruches. Das bis zu den angenommenen Werfener Schichten hinabdringende Wasser kann jene hohe Temperatur annehmen, mit welcher es wieder an die Oberfläche tritt. Wir sind bezüglich der stauenden und richtenden Rolle der wassersperrenden jungen Sedimenten derselben Ansicht. Einen wesentlichen Unterschied bedeutet aber zwischen unserer und der Auffassung von I. KÜHN und E. SCHERF die Rolle, die wir der zwischen den Karbonatgesteinen des Grundgebirges und den Gesteinen der jungen Sedimentdecke sich zeigenden bedeutenden Wärmeleitfähigkeitsdifferenz und der aus der letzteren entspringenden thermischen Anomalie, sowohl in der Erwärmung des kalten Wassers wie auch in die Bewegungsetzung und Erhaltung der Wasserströmung zusprechen, wie es wir schon vorher ausführlicher dargelegt haben. Ferner muß das kalte Karstwasser, um wärmer zu werden, im Grundgebirge nicht in große Tiefe, z. B. bis zu den Werfener Schiefen oder laut L. MÁDAI (31) bis zu den kristallinen Schiefen hinuntergelangen. Notwendig ist nur, daß das abgedeckte Teil des verkarsteten Grundgebirges in größere Tiefe hinabsinkt.

Ein weiterer Unterschied ist noch, daß laut unserer Auffassung ein stärkeres Aufbrechen des warmen Wassers, welches dann das allmähliche Vordringen des Kaltwassers gegen Osten bzw. Südosten aufheben würde, weder in der Nähe der Donau-Hauptverwerfung noch anderswo notwendig ist. Das nach Osten als Unterströmung vordringende kalte Wasser wird immer wärmer, dann kehrt es sich um. Wir rechnen natürlich allorts, also sowohl im Gebirge wie auch unter der Ebene noch mit der Möglichkeit einer aus dem Dichteunterschied des kalten und des warmen Wassers sich ergebenden auch ab- und aufsteigenden Konvektionstendenz des Wassers. Wir können noch erwähnen, daß wir die oberste kälteste Zone des Karstwassers im Gebirge für getrennt ansehen von dem darunter befindlichen noch ziemlich kalten, die Unterströmung ernährenden

Wasser, wenn auch ein gewisser Zusammenhang durch Übergänge besteht. Das strömende Kaltwasser verursacht im Gebirge in der Strömungszone und darüber hinaus bis zur Erdoberfläche größere gg -Werte als sie ohne Strömung vorstellbar wären, worauf schon Z. AJTAY (2) hingewiesen hat.

Im Gebirge nimmt das gegen den Rand strömende Karstwasser — vorausgesetzt, daß sich bereits ein Gleichgewicht zwischen der in dem Gestein aufgespeicherten ursprünglichen Wärme und dem Fluxus eingestellt hat, und darum braucht man nur den letzteren in Betracht ziehen — schon aus dem Fluxus Wärme auf, und erwärmt sich auf diese Weise. Dazu trägt noch während der Unterströmung der Fluxus unterhalb der Ebene bei. Die Aufnahme der aus dem Fluxus stammenden Wärme geschieht unter der Sedimentdecke beim Hinuntergelangen des unterwegs schon ein wenig erwärmten Wassers in größere Tiefe und somit schon in einem ursprünglich wärmeren Milieu.

Im Sinne unserer Theorie müssen wir im Karstgebirge, infolge des Fluxusverlustes durch das auch seitlich sich bewegende Karstwasser, welches Wärme aufnimmt und fortführt, in der darüber gelegenen Zone, ja sogar in der Wasserströmungszone selbst einen nach oben hin abnehmenden Fluxus und dementsprechend erhöhte Werte für gg finden. Eine ähnliche Erscheinung dürfen wir in Verbindung mit der Unterströmungszone des ebenen Gebietes erwarten, indem das unter- und zurückströmende Karstwasser in diesem Gebiet aus dem Fluxus Wärme ebenfalls aufnimmt und in Richtung des Austrittspunktes mit sich führt, weshalb sich in der jungen Sedimentdecke entsprechend der Länge der Unterströmung sich ein größeres gg bildet als ohne Unterströmung.

5. Die annähernde thermische Bilanz des Karstwassers des Transdanubischen Mittelgebirges.

Bei der Untersuchung der Entstehung der am Rande des Transdanubischen Mittelgebirges entspringenden Thermen, wird es, glauben wir, nicht uninteressant sein, unter Zugrundelegung einer möglichst vollständigen Karstwasserbilanz des Gebirges, zu untersuchen, einen wie großen Teil wir dem Fluxus in der Wärmemenge der Thermen zukommen lassen können und ob der Fluxus allein nicht genügend wäre, die Temperatur der in Frage stehenden Thermen zu sichern. Aus diesem Grunde haben wir zuerst, mit Vernachlässigung des Litér-Aszoföer, an der Karte der Abb. 11 mit 9 bezeichneten Gebietes, welches, wie bekannt (32), gegenüber den übrigen miteinander karsthydrologisch zusammenhängenden Gebieten des Transdanubischen Mittelgebirges ein selbständiges Karstwassergebiet darstellt, für das übrigbleibende Gebiet den Karstwasserersatz aus dem Niederschlag zusammengestellt. Hier lehnten wir uns in erster Linie

an die sehr umsichtige und gründliche Untersuchung der Karstwässerzusammenstellung, die auf Grund der methodischen Ausarbeitung von H. KESSLER und unter seiner Leitung seine Mitarbeiter (I. VÁRKONYI, D. RÁDAI, I. SPÁNYI und A. SÁNDORHÁZI) vollbracht haben (33). Bezüglich der Warmwässer mit Karstwasserursprung von Budapest, Esztergom Pétfürdő, Sümeg, Tata und Héviz haben wir die neueren Daten von J. CZIRÁKY (34) und hinsichtlich der durch den Bergbau entzogenen Karstwässer, die uns von den Gruben zur Verfügung gestellten Angaben in Betracht gezogen. Viele, in Bohrungen festgestellten Angaben hat uns F. KASSAI zur Verfügung gestellt.

H. KESSLER unterscheidet außer dem verkarsteten Gebiet von Litér-Aszofő, noch weitere acht Karstgebiete im Transdanubischen Mittelgebirge. Diese Gebietsaufteilung haben wir mit einer gewissen, doch nicht bedeutenden Abänderung, auch beibehalten. Wir haben nämlich alle durch den Bauxitbergbau an den Tag geförderten Karstwässer einfachheitshalber in dem Veszprém-Bodajker Karstgebiet von H. KESSLER berücksichtigt. Vom Standpunkt des Endresultates ist es gleichgültig wo sie figurieren, Wir möchten noch bemerken, daß das von uns in Betracht gezogene Gebiet im Wesen mit dem durch S. JASKO angegebenen Gebiet des Transdanubischen Mittelgebirges mit „Hauptkarstwasser“ übereinstimmt.

Weiters bemerken wir noch, daß wir die im Zusammenhang mit dem Bauxit-, wie auch die mit dem Kohlenbergbau angeschlagenen und herausbeförderten Karstwassermengen nach den uns von den einzelnen Trusts zur Verfügung gestellten Angaben und nicht nach den älteren KESSLERSchen Zusammenstellung in Betracht gezogen haben. Die zwecks Berechnung des Wassernachschubes notwendigen Werte des einsickernden Niederschlages haben wir aus H. KESSLERS diesbezüglichen, den Durchschnitt von vielen Jahren betreffenden Daten entnommen. Auf solche Weise haben wir den cm^3/sec -Wasserertrag der einzelnen Gebiete berechnet und auf Grund dieser Werte die erforderlichen Größen der Einzugsgebiete festgestellt. Diese finden wir zwar schon in der erwähnten Studie von H. KESSLER und seiner Mitarbeiter, doch die Abweichungen von den dort mitgeteilten Wassererträgen an mehreren Orten, hauptsächlich wegen der mit der Zeit immer größer werdenden Wasserentziehung durch den Bergbau, haben einige Abänderungen wünschenswert gemacht. Da auch ferner die Ertragsdaten von J. CZIRÁKY im allgemeinen größer sind, als die von Kessler angegebenen, ist es natürlich, daß die von uns berechneten nötigen Nährgebiete im allgemeinen auch größer sein werden. Eine wirklich zutreffende, natürliche Wasserbilanz könnte man übrigens nur für den ganz unberührten, natürlichen, von jedem menschlichen Eingriff freien Zustand des Mittelgebirges aufstellen. Nur eine solche

könnte das ungestörte Verhältnis des einsickernden und ausfließenden Wassers widerspiegeln. Die starken Wasseranzapfungen durch den Bergbau, zusammen mit der Wasserentnahme aus Wasserbohrungen hat bekanntlich das natürliche Gleichgewicht sehr gestört und führte in diesen Gebieten schon zu gar nicht unbedeutenden Senkungen des Karstwasserspiegels (z. B. im Bezirk von Dorog, Tatabánya). Die Wasserentziehung durch den Bergbau könnte man am Ende 1961 für $227 \text{ m}^3/\text{min}$ berechnen. Dazu kommen noch die erbohrten Wassermengen für Trinkwasserversorgung und Industriezwecke, welche die durch den Bergbau geförderte Wassermenge noch erhöhen. Es ist aber klar, daß an den Stellen, wo der Karstwasserspiegel bedeutend gesunken ist, das natürliche Gleichgewicht des Wassernachschubes und der Wasserlieferung stark gestört wurde.

Das Ergebnis unserer diesbezüglichen Untersuchungen geben wir in der Tabelle 1. Diese gibt Ergebnisse der einzelnen Teilgebiete. In der Tabelle sind die durch natürliche Quellen und künstliche Anzapfungen an die Oberfläche gelangenden Karstwassermengen in cm^3/sec angegeben, in der Kolonne von T_3 sehen wir aber die für diese Mengen erforderliche Nährgebietsgrößen, auf Grund der KESSLERSchen Einsickerungswerte berechnet. Wir möchten aber bemerken, daß in diesen Berechnungen die auf nicht verkarsteten Gebieten entspringenden, später aber in Wasserläufen auf Karstgebiete gelangenden und hier möglicherweise teils versickern und dadurch das Karstwasser vermehrenden Wassermengen, ferner die etwaige Versickerungen in wasserdurchlässigen Schichten und in Mooren (40) bei der Berührung derselben mit verkarsteten Gesteinen nicht in Betracht gezogen wurden, da wir nur wenige diesbezügliche Anhaltspunkte haben. Die Vernachlässigung dieser — einerseits die Karstwassermenge etwas mehrenden andererseits aber vermindernden — Wirkung dürfte aber kaum einen allzugroßen Fehler verursachen.

Nach unserer Berechnung wäre ein Nährgebiet von $1343,1 \text{ km}^2$ Größe erforderlich zum Ersatz des durch natürliche Quellen und künstlichen Anzapfungen an die Erdoberfläche gelangenden Karstwassers. Nach KESSLER machte dieses im Jahre 1954 nur noch $942,4 \text{ km}^2$ aus. Die Differenz ergibt sich teils durch die hauptsächlich seit 1954 viel größer gewordene Anzapfung durch den Bergbau, teils aber durch die Abweichung einzelner Teilwerte. Z. AJTAY gibt die Verbreitung des Dachsteinkalkes und des Triasdolomits an der Erdoberfläche, im Transdanubischen Mittelgebirge mit 1260 km^2 an (35). Das aus dem Wasserertrag berechenbare „Nährgebiet“ ist aber viel kleiner (ohne das Gebiet von Litér-Aszofö), als der offene und bedeckte Karst des Mittelgebirges, welchen S. JASKO in seiner Karte als das Gebiet mit Hauptkarstwasser bezeichnet (3). Dieses haben

wir auf seiner Karte durch quadratische Planimetrierung mit $4868,8 \text{ km}^2$ bestimmt.

Bei der (annähernden) Bestimmung der Wärmebilanz des Karstwassers waren wir bestrebt, für die einzelnen Gebietsteile und auf Grund deren Zusammenfassung für das Gebiet des Transdanubischen Mittelgebirges — unter Ausschluß der in der Karte der Abb. 11 mit 9 bezeichneten Partie Litér-Aszofö — mit Berücksichtigung der entsprechenden Jahresmittelwerte der Temperatur, sowie auf Grund der Menge und der Temperatur der durch Quellen, einzelnen Wasserbohrungen und durch den Bergbau an die Erdoberfläche gelangten oder gebrachten Karstwässer jene Wärmemengen in cal/sec-Werten zu bestimmen, die man dem Fluxus zuschreiben kann. In Kenntnis derselben versuchten wir die Berechnung jener Gebietsgrößen durchzuführen, die sich dann ergeben würden, wenn das strömende Karstwasser aus dem Gebirge den gesamten Fluxus aufnähme.

Nach unserer Annahme darf man jene Wärmemenge des Karstwassers, welche die dem jährlichen Temperaturmittelwert entsprechende übertrifft, aus dem Fluxus herleiten. Uns auf die Ergebnisse von T. BOLDIZSÁR stützend, haben wir mit 2 Fluxuswerten die Berechnung vollbracht. Im ersten Fall war $2,0 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, im anderen $2,2 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ der zu Grunde gelegte Fluxus. Die zur Berechnung erforderlichen Daten von Quellentemperaturen hat uns H. KESSLER entgegenkommender Weise zur Verfügung gestellt, außerdem haben wir noch einige Angaben von J. CIRÁKY benützt, für die Karstwässer der Gruben aber jene Werte, die uns die einzelnen Bergbautrusts zur Verfügung stellten. Als Jahrestemperaturmittelwert wurden die Temperaturdurchschnittswerte von 30 oder 50 Jahren der Landesanstalt für Meteorologie verwendet.

In unserer Tabelle 1 geben wir in cal/sec auch diejenigen Wärmemengen der verschiedenen Karstwässer an, welche aus dem Fluxus stammend gelten können. T_1 ist jenes Gebiet, welches im Falle eines Fluxus von $2,0 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ erforderlich wäre, um die wahrgenommenen Temperaturen des Karstwassers (selbstverständlich auch die der Thermen) durch die Aufnahme des ganzen Fluxus hervorzurufen, T_2 dasselbe, jedoch bei $2,2 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$. Für T_1 ergab sich $4289,0 \text{ km}^2$, für T_2 aber $3899,1 \text{ km}^2$. Der erste Wert ist nur um $579,8 \text{ km}^2$, der zweite um $969,7 \text{ km}^2$ geringer, als das $4868,8 \text{ km}^2$ betragende Gesamtgebiet des offenen und bedeckten Karstes des Gebirges. Auf Grund der zwei letzteren Flächengrößen und des als ungestört angenommenen Fluxus kann man jene Wärmemenge berechnen, die wir als aus dem Gesamtfluxus auf dem ganzen $4868,8 \text{ km}^2$ großen Gebiet zurückbleibend und gleichsam verteilt vorstellen können. Diesen Restfluxus, gleichmäßig verteilt gedacht, wird der zurückblei-

1. Tabelle
Die Karstwasserschüttung im Transdanubischen Mittelgebirge und die thermische Bilanz derselben.

Karstgebiet	cm ³ /sec	cal/sec	T ₁ km ²	T ₂ km ²	T ₃ km ²	T ₃ : T ₁	T ₂ : T ₁
1. Pilsvörös-vár-Budaörs	804 859	22 683 896	1 134,1948	1 031,0862	102,6962	1 : 11,04	1 : 10,04
2. Gerecse-Pilis	1 331 408	13 583 809	679,1905	617,4459	188,6587	3,60	3,27
3. Vértes	2 497 050	13 228 333	661,4166	601,2878	371,4517	1,78	1,62
4. Zirc-Tapolca	1 212 035	7 331 273	366,5636	333,2397	135,6189	2,70	2,46
5. Veszprém-Bodajk	2 425 544	6 997 031	349,8516	318,0469	306,0724	1,14	1,04
6. Veszprém-Nagyvázsony	703 448	1 911 294	95,5647	86,8770	85,2917	1,12	1,02
7. Tapolca	456 051	3 132 708	156,6354	142,3958	59,9251	2,61	2,38
8. Keszthely	926 955	16 912 064	845,6032	768,7301	93,3945	9,05	8,23

Zusammen: 10 357 350 85 780 408 4 289,0204 3 899,1094 1 343,1092 3,19 2,90

Mittelwert

bende Fluxus, und zwar im ersten Falle $0,2382 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec, im zweiten aber $0,4382 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec. sein. Wir bemerken, daß die bei der Flächenberechnung und dem Fluxus angegebenen Werte in der Wirklichkeit nicht als bis auf Zehntel stimmend zu betrachten sind. Die durchschnittliche Wärmeleitungsfähigkeit von $8,0 \cdot 10^{-3}$ cal/cm² sec °C der Dolomit-Kalksteinmassen, sowie den Fluxusrest in Betracht gezogen und eine gleichmäßige Verteilung des letzteren auf das ganze Gebiet von 4868,8 km² vorausgesetzt, kann der Wert für gg für die Strömungszone des Karstwassers und für den über diese fallenden Krustenteil, im ersten Fall als 336 m/° C, im zweiten 183 m/° C berechnet werden. Solche große Durchschnittsgradienten sind aber mit einer allgemeinen Gültigkeit nicht für das ganze Gebiet nachweisbar. Es sind zwar Teile mit sehr großen, aber auch solche mit kleinen geologischen geothermischen Gradienten vorhanden. Als Beweis für das letztere führen wir mehrere gg-Werte aus Bohrungen im Mittelgebirge in der Tabelle 2 und 3 vor. Einen Teil der Daten entnahmen wir aus einer unter der Mitwirkung von A. HARSÁNYI verfertigten Studie von T. WILLEMS (19), den anderen verdanken wir F. KASSAI. T. WILLEMS berechnete gg mit Berücksichtigung der in 20 m Tiefe angenommenen „neutralen Schicht“ und auf Grund von 10,4° C Jahresdurchschnittstemperatur, wir aber — der Auffassung von T. BOLDIZSÁR folgend — mit der von der Oberfläche sich ergebenden Tiefe und der jährlichen Durchschnittstemperatur des Nährgebietes. Demzufolge fallen aber diese Werte ein wenig höher aus, als wenn wir sie von der „neutralen Schicht“ berechnet hätten. Es sei jedoch bemerkt, daß wir bei der Berechnung der gg-Werte nicht die einzelnen Schichten gesondert berücksichtigten.

2. Tabelle
 Einige geologisch-geothermische Gradienten im Transdanubischen Mittelgebirge
 nach T. Willems (19).

Ort	Messungstiefe (m)	Temperatur (°C)	gg /m/
Környe	86,8	14,0	19
Neszmély	90,0	13,0	27
Vértesszöllös	86,0	13,0	25
Tata	139,8	17,0	18
Leányvár	82,1	12,8	26
Alcsutdóboz	213,8	18,0	26
Bicske	261,0	16,0	42
Balatonederics	108,1	15,0	19
Balatongyörök	79,6	14,0	17
Keszthely	179,0	14,0	44
Sümege	560,1	32,0	25
Tapolca	75,0	14,0	15
Várpalota	327,0	19,0	36
Doroger Braunkohlen- becken (Maximum)	—		65
Tatabányaer Braun- kohlenbecken (Max.)	—		119
Das Maximum im nörd- lichen Vorraum des Ba- latons	—		40—360

Wir bemerken, daß die in den Daten von KASSAI angegebenen Tiefenwerte in der Tabelle 3 a nicht mit der Tiefe der wasserführenden Schicht, wo die Messung vorgenommen wurde und welche Schicht im allgemeinen 5 bis 10 m über der Bohrsohle liegt, identisch sind. In den in der Tabelle 1 angegebenen Wasserschüttungen wurden selbstverständlich auch die Wasserergiebigkeitsangaben von KASSAI miteingerechnet. Diese Wassererträge sind aber nicht die tatsächlich entnommenen, sondern die bei dem Reinigungspumpen erreichten, größten sandfreien Wassererträge. Da aber die wahre Menge des auf die Erdoberfläche geförderten Wassers nicht bekannt ist, haben wir diese Mengen nicht in Rechnung gestellt. Die größten Wassererträge machen zusammen allerdings 224,500 cm³/sec aus. Da aber nur ein Teil derselben zur Erdoberfläche gelangt, übersteigt der aus der Vernachlässigung dieses Wassers entstammende Fehler kaum einen Prozent der Gesamtkarstwasserschüttung des Transdanubischen Mittelgebirges.

Aus den Daten der Tabelle 2 und 3 müssen wir darauf schließen, daß im Transdanubischen Mittelgebirge solche und dazu noch ziemlich große Gebietsteile in der Tat vorkommen, wo die aus dem zurückgebliebenen Fluxuswert berechneten 183 bzw. 336 m/C° geologischen geothermischen Gradienten nicht bestätigt werden können.

Daß im Transdanubischen Mittelgebirge an zahlreichen Stellen der Wert für gg groß ist — wie vorher davon schon die Rede war — haben

3. Tabelle
**Geologisch-geothermische Gradienten im Transdanubischen Mittelgebirge
 berechnet aus den Bohrdaten von F. Kassai.**

a)

Ort der Bohrung	Bohrtiefe (m)	Wassertemperatur t_1 (°C)	Jahrestemperaturmittelwert t_2 (°C)	Δt_1-t_2 (°C)	gg (m)
Vértesszöllös	95,1	15	10,4	4,6	21
Ziegelei, Tata	124,5	15	9,8	5,2	24
Óskü	136,5	11	9,5	1,5	91
Baj, Gemeindebrunn	302,4	14,5	10,4	4,1	74
Budapest, Buda-keszistraße	170,0	12	9,9	2,1	81
Tapolca					
Hajmáskér	106,8	13,5	9,8	3,7	29
Ugod	50,9	16	9,5	6,5	8
Héviz	55,6	12	9,6	2,4	23
Bicske MÁV	53,0	41	10,7	30,3	2
Herceghalom, Staatl. Gut	400,4	25	9,9	15,1	27
Alcsut, Göbölypuszta	390,1	25	9,9	15,1	26
Alcsut, Hatvanpuszta	84,0	12	9,9	2,1	40
Veszprém, Metallwerk	235,0	18	9,9	8,1	29
	150,0	10	9,5	0,5	300

b)

Ort und Nummer der Bohrung	Bohrsohlentiefe (m)	Sohlentemperatur t_1 (°C)	Jahrestemperaturmittelwert t_2 (°C) *	Δt_1-t_2 (°C)	gg (m)
Sümeg	560,1	32	9,5	22,5	25
Pusztavám	435,1	15	9,5	5,5	79
Várpalota	327,3	22	9,5	12,5	26
Dorog	367,5	18	9,2—10,4	8,8—7,6	42—48
Nagysáp /44/	742,0	27,5	9,2—10,4	18,3—17,1	41—43
Sárisáp /71/	600,5	21,5	9,2—10,4	12,3—11,1	49—54
Tokod /439/	192,0	19,5	9,2—10,4	10,3—9,1	19—21

die Untersuchungen von Z. AJTAY in den eozänen und kretazischen Kohlenbecken gezeigt (2). Seine gg-Werte führen wir in der Tabelle 4 an. T. WILLEMS hat später (19) auf Grund eingehender Untersuchungen und Auswertungen eine geologisch-geothermische Isogradientenkarte Nordtransdanubiens konstruiert. In dieser Karte zeigen sich ausgezeichnet die großen Gradientenwerte der Grubengebiete, aber es läßt sich daraus auch entnehmen, daß es noch sehr große Gebiete im Gebirge gibt, wo gg unter dem Wert von 183 und noch mehr unter dem Wert von 336 m/° C bleibt.

Dies alles in Betracht gezogen, sehen wir jene unsere Ansicht für wahrscheinlich an, daß die Thermen mit Karstwasserursprung noch von anderswo Wärme aufnehmen müssen und daß sie diese Plus-Wärme in er-

*) Die Jahrestemperaturmittelwerte und die Δt_1-t_2 Differenzen von Nagysáp, Sárisáp und Tokod wurden auf Grund der Daten von 3 und 2 meteorologischen Stationen berechnet.

4. T a b e l l e

Geologische und geothermische Gradienten der kretazischen und eozänen Braunkohlenbecken des Transdanubischen Mittelgebirges nach Z. Ajtay (2).

Kohlenbecken	gg (m)
Ajka (Kreide)	~ 800
Dorog (Eozän)	~ 38,1
Pilis (Eozän)	~ 200
Tatabánya (Eozän)	~ 114,5
Dudar (Eozän)	~ 400

ster Reihe aus der Unterströmungszone der umrahmenden Becken beziehen.

Interessant ist weiter, daß auf Grund der von H. KESSLER festgestellten Einsickerungswerte für die Ersetzung des an die Oberfläche gelangenden Karstwassers ein kleineres Nährgebiet genügt, als das auf Grund der Wärmebilanz berechnete Gebiet. In Tabelle 1 geben wir auch noch das Verhältnis $T_3 : T_1$ und $T_3 : T_2$ für einzelne Gebietsteile an. Wie ersichtlich ändert sich das Verhältnis $T_3 : T_1$ zwischen 1 : 1,12—11,04, die von $T_3 : T_2$ aber zwischen 1 : 1,02—10,04. Für das ganze Gebiet des Transdanubischen Mittelgebirges mit Hauptkarstwasser ergibt sich durchschnittlich das Verhältnis 1 : 3,19 bzw. 1 : 2,90. Auffallend ist, daß in den in das Innere des Gebirges fallenden und verhältnismäßig am meisten herausragenden zwei Gebietsteilen, in dem Gebiet von Veszprém—Bodajk und von Veszprém—Nagyvázsony, die aus der totalen Fluxusabführung berechenbare Gebietsgrößen am nächsten zu der aus den Wassererträgen berechenbaren stehen, demgegenüber am östlichen, wie auch am westlichen Ende des Gebirges, wo die Absenkung der verkarsteten Karbonatgesteinsmassen auf kurzer Länge groß sein dürfte (im Stadtwäldchen, ungefähr 4 km entfernt vom Rande des Gebirges liegt die Oberfläche des karbonatischen Grundgebirges schon 1246,8 m unter der Erdoberfläche), wachsen die aus dem Fluxus berechneten Gebietsgrößen sehr. Ziemlich groß ist noch die Proportion im Karstgebiet von Gerecse-Pilis, wo man wieder hauptsächlich in der Umgebung Esztergom, auf eine verhältnismäßig geringe Länge mit größeren Absenkungen des karbonatischen Grundgebirges rechnen darf. Noch ungünstiger ist das Verhältnis in dem Zirc-Tapolcaer, wie auch in dem Tapolcaer Karstgebiet. In beiden Fällen dürfte man dessen Ursache auf Grund der Literatur (5, 36) darin suchen, daß eine beträchtliche Versenkung der Unterströmungszone bzw. des karbonatischen Grundgebirges auf kurzer Strecke in beiden Fällen fehlt.

Es ist wahrscheinlich, daß zwischen der Unterströmungstiefe und der Unterströmungslänge (die sonstigen Umstände als gleich angenommen) ein gewisser optimaler Zusammenhang besteht. Hierbei können wir den Widerstandsverhältnissen der Förderungswege des bereits sich aufwärts

bewegenden Warmwassers und der Schiefe der Sperrfläche eine wichtige Rolle zuteilen. So erleichtert z. B. ein geringerer Strömungswiderstand, sowie eine größere Schiefe der Sperrfläche das Emporsteigen des Warmwassers an die Erdoberfläche und vermindert die Abkühlung unterwegs, demgegenüber aber gestaltet sich die Fluxusaufnahme in der Unterströmungszone ungünstiger usw.

Sehr interessant ist bezüglich der Möglichkeit des Auftretens von Thermen das in der Karte der Abb. 11 mit 9 bezeichnete Gebiet von Litér-Aszofö des Balatonoberlandes, wo auch verkarstete Karbonatgesteine an der Erdoberfläche zu sehen sind. Am größten Teil seines Randes ist Auftreten von warmen Thermen nicht zu erwarten, da eine Unterströmungsmöglichkeit nach der hiesigen Erosionsbasis, dem Balatonsee, nicht besteht. Die Schichtserien an diesen Stellen fallen im allgemeinen in entgegengesetzte Richtung vom Balatonsee weg ein, und die stellenweise an die Erdoberfläche tretenden oder nicht in allzu großer Tiefe sich befindenden wassersperrenden Gesteine: Phyllite, Granite, ziemlich wasserundurchlässige Permsandsteine und auch einige untertriasische wassersperrende Glieder (Mergel, schiefriger Tonmergel) schließen die verkarsteten Gesteinsmassen von den jungen Sedimenten ab.

Im Balatonoberland kann allerdings bekanntlich nur von kleineren, selbständigen, miteinander nicht zusammenhängenden, durch mergelige Bildungen getrennten Wasserstockwerken, die Rede sein. Man könnte höchstens nur in der Gegend der Uferlinie zwischen der Halbinsel von Tihany und Balatonudvari mit einer gewissen, vermutlich aber nur als unbedeutend zu schätzenden Unterströmung rechnen, welche jedoch vom Balaton abgedeckt ist. In diesem Abschnitt berührt sich der mitteltriasische, sogenannte Megyehegyer Dolomit mit den ihn auch teilweise bedeckenden pannonischen Schichten. Das baldige Auskeilen des Megyehegyer Dolomits ist in südlicher Richtung auf kurze Entfernung zu erwarten, bei Balatonboglár findet man unter pannonischen Bildungen in einer Tiefe von nur 300 bis 400 m bereits den aus kristallinen Gesteinen bestehenden Beckengrund, so kann von einer bedeutenderen Unterströmung nicht die Rede sein. J. JUHÁSZ gibt an (37), daß zwischen der Halbinsel von Tihany und Alkali, südwärts von der Uferlinie im Balaton, aus dem Megyehegyer Dolomit Wasser aufbricht. Temperaturangaben von diesen Wässern fehlen noch. Sie dürften vielleicht aus etwas wärmeren Quellen aufsteigen, welche einer unbedeutenden Unterströmung entstammen.

Zum Schluß noch einige Worte über den Wärmestrom der Erde in Ungarn.

Aus den durch T. BOLDIZSÁR durchgeführten Messungen des Wärmestromes der Erde stellte sich heraus, daß im Karpathenbecken, zu dem

auch unser Land zu rechnen ist, der Wärmestrom der Erde abnormal hoch ist. Neuerdings hat V. SCHEFFER auf interessante Zusammenhänge hingewiesen. Seiner Ansicht nach liegt in dem Karpathenbecken der Erdmantel um etwa 10 km höher als sonst allgemein (38). Der Flächenraum des kleinen geologisch-geothermischen Gradienten fällt mit dem Gebiet der Gravitationsanomalien, sowie mit der durch die Tiefseismik und Seismologie gekennzeichneten Verdünnung der Erdkruste unter dem Ungarischen Becken zusammen.

T. BOLDIZSÁR führt die an der Erdoberfläche beobachteten bedeutenden Wärmestromabweichungen auf Änderungen des Gehaltes an radioaktivem Material der verhältnismäßig dünnen (ca. 20 km) Granitschicht zurück, und sieht die Ursache der im Karpathenbecken wahrgenommenen Anomalie in dem über dem Durchschnitt liegenden radioaktiven Gehalt der sauren eruptiven Gesteine, die den Boden des Ungarischen Beckens bilden. (39).

Laut T. SZALAI (42) ist der vom normalen abweichende (kleinere) geothermische Gradient des Karpathenbeckens in erster Reihe der Atomkernspaltung des im Untergrund des Beckens vorhandenen Granites, in zweiter Reihe aber der mechanischen Wärme der bei der Karpathenfaltung eingetretenen Krustenschrumpfung zuzuschreiben.

6. Die bekannten und wahrscheinlichen Ursachen der Entstehung einer Therme vom Typ Budapest.

Im Folgenden möchten wir es versuchen, die bekannten und die wahrscheinlichen Bedingungen zusammenzufassen, bei deren Bestehen die Entstehung von Thermen vom Typ Budapest möglich ist.

1. Im allgemeinen treten warme Quellen am Kontakt eines verkarsteten Karbonatgebirges mit seiner jüngeren Sedimentdecke an den relativ tiefsten Punkten des Kontakts an der Erdoberfläche, im Niveau der lokalen Erosionsbasis auf.

2. Es ist hierzu ein karstwässeraufspeicherndes Gestein von möglichst großer Mächtigkeit und Ausdehnung notwendig, das dauernd eine reichliche Zufuhr aus dem Niederschlag erhält.

3. Die verkarstete Gesteinsmasse muß Tiefkarstcharakter haben und darf höchstens teilweise bedeckt sein, da eine gewisse freie Oberfläche zwecks Sicherung des Wassernachschubes aus dem Niederschlag unbedingt nötig ist.

4. Unerlässlich ist auch noch eine gut wassersperrende Sedimentserie von größerer Mächtigkeit, welche zugleich die Wärme viel schlechter leitet, als das aus den verkarsteten Gesteinen und aus dem in ihnen aufgespeicherten Karstwasser bestehende System.

5. Die Karstwasser speichernden Gesteinsmassen müssen sehr tief unter die sehr mächtige, die Wärme schlecht leitende jüngere Sedimentdecke abtauchen und sich vom Kontakt an der Erdoberfläche an, unter der Bedeckung noch auf größere Entfernung hin erstrecken. Solcherart wird die verkarstete ältere Gesteinsmasse samt dem darin befindlichen Karstwasser von der sehr mächtigen jüngeren Sedimentdecke teilweise bedeckt. Die karstwasserspeichernden Gesteinsmassen können in erster Linie durch Verwerfungen in größere Tiefen unter die jüngere Sedimentdecke gelangen, doch kann man sich das Abtauchen der verkarsteten Massen in größere Tiefen auch im Falle einfacher transgressiver Lagerung der wassersperrenden und schlecht wärmeleitenden Sedimentdecke vorstellen.

6. Die bedeckenden wassersperrenden Bildungen müssen sich vom Rande des verkarsteten Gebirges an auf eine größere Erstreckung von mehreren km ausbreiten.

7. Die höhere Temperatur (über den Jahresdurchschnitt hinaus) der Thermenquellen rührt teils von dem im Laufe der Strömung des Wassers im Gebirge, teils aber von dem im Laufe der Unterströmung desselben unter der Sedimentdecke aufgenommenen Fluxus her.

Die Temperaturunterschiede der am Kontakt des Karstgebirges mit der wassersperrenden Sedimentdecke an verschiedenen Punkten aufbrechenden Thermalquellen (gleiche Wärmeleitfähigkeit und gleiche sonstige Bedingungen vorausgesetzt) können, außer von den im vorangehenden angegebenen Faktoren und außer von der ausführlich beschriebenen Mischung des aus der Unterströmung stammenden warmen Wassers mit dem aus dem Karst unmittelbar ankommenden obersten Kaltwassers, noch dadurch hervorgerufen werden, daß

a) die unter die junge Sedimentdecke gesunkene verkarstete Gesteinsmasse nach kurzer Erstreckung auskeilt, so daß darin nur eine Zirkulation in beschränkter Entfernung und Tiefe möglich ist, was eine besonders hohe Temperatur nicht hervorrufen kann. Doch kann es auch vorkommen, daß

b) die herabgesunkene und zugedekte verkarstete Gesteinsmasse schon verhältnismäßig sehr nahe am Gebirgsrand durch eine Verwerfung von großer Sprunghöhe so abgeschnitten wird, daß die verworfene Scholle, mit ihren wassersperrenden Schichten die verkarstete Gesteinsmasse vollständig absperrt, wodurch das weitere Unterströmen des Karstwassers unmöglich wird. Auch in diesem Falle kann die umkehrende Wasserströmung bzw. deren Quellen, je nach der möglichen Länge und Tiefe der Unterströmung (ansonsten gleiche Wärmeleitfähigkeit und gleiche sonstige Bedingungen vorausgesetzt) von verschiedener Temperatur sein.

8. Der vom Karstwasser zurückgelegte Weg, die Länge der Unterströmung, die Neigung der Sperrschicht, die Wassergangbarkeit, die Lage der Wassergänge, die Menge des strömenden Wassers sind gleicherweise wichtige Faktoren der Temperaturgestaltung. Die Länge und Tiefe der Unterströmungsmöglichkeit bestimmt im allgemeinen der Übergang in eine praktisch horizontale Lage oder in ein im Verhältnis zur Richtung der Unterströmung gerade entgegengesetztes Einfallen wassersperrender Basisfläche der die Wärme schlecht leitenden Decke. In gewissen Fällen vermag aber auch eine Verwerfung von großer Sprunghöhe die Breite und Tiefe der Unterströmungszone bestimmen, eine Verwerfung, die die karstwasserspeichernde Karbonatgesteinsmasse in der Weise abschneidet, daß sie an diese ein wassersperrender Schichtkomplex anschließt.

Die Temperaturen der Thermen können auch durch die in der Wärmeleitfähigkeit der Deckgesteine sich zeigenden Unterschiede beeinflusst werden. Im Falle gleicher Mächtigkeiten der Deckgesteine — wenn alle anderen Verhältnisse gleich sind — kann man im allgemeinen unter den Gesteinen von schlechterer Wärmeleitfähigkeit die stärkere Erwärmung erwarten.

9. In dem im Inneren des verkarsteten Gebirges befindlichen, im allgemeinen nur kleineren und mit schlecht wärmeleitenden jungen Ablagerungen ausgefüllten Becken, wenn unter deren Gesteinen ein wassersperrendes Glied vorhanden ist, dürfte man mit ähnlichen Erscheinungen, wie an den Gebirgssäumen, also auch in diesem Falle mit einer Unterströmung und einer daraus stammenden Wassererwärmung rechnen. Die Unterströmung kann aus der allgemeinen Neigungsrichtung des Karstwasserspiegels erwartet werden, während das unter der Sedimentdecke wärmer gewordene Wasser an der Sohle der wassersperrenden Schicht, sich in der Richtung des entgegengesetzten Randes des Beckens bewegt und von dort entlang der Neigung des Karstwasserspiegels, sich mit den von der Erdoberfläche eindringenden kälteren Wässern vermengend, weiter strömt. Da jedoch die Sedimentdecke kleinerer Becken nur von geringerer Mächtigkeit zu sein pflegt, kann auch die aus der Unterströmung des Wassers entspringende Erwärmung nicht groß sein.

10. Mit der vorgeschrittenen Abtragung der jüngeren Sedimentdecke und der damit einhergehenden Senkung des Karstwasserspiegels, wie auch der Erosionsbasis, verschiebt sich bekanntlich die Berührungslinie der verkarsteten Gesteinsmassen und der Sedimentdecke gegen das Beckeninnere und mit ihr verschieben sich gleichsinnig auch die Austrittspunkte der Thermen. Darauf weist in dem Transdanubischen Mittelgebirge — wie bekannt — das gegen die heutigen Austrittspunkte zu

immer jünger werdende Alter der Thermenablagerungen hin, bzw. der stellenweise von Schritt zu Schritt auftretende Zusammenhang der älteren Ablagerungen mit den heutigen Quellenablagerungen, wie z. B. in Dunaalmás (F. PAPP). Die starke Abtragung der Decke kann die Hebung des Gebirges oder durch das Sinken des Beckens gefördert werden.

11. Thermenauftitte sind auch dann möglich, wenn den Kontakt zwischen dem Karbonatgebirge und den jungen Beckenablagerungen ein senkrechter Bruch bildet. Diesen Fall halten wir aber für ungünstiger gegenüber jenem allgemeineren, wo sich die Auflagerung der jungen Beckensedimente auf die Karstwasser aufspeichernden Gesteinsmassen, vielleicht entlang von gestaffelten Brüchen vollzogen hat. Aber auch in diesem Falle liegt im Wesen doch nur eine schiefe Basisfläche vor.

Zu der Abfassung dieser Arbeit hat uns die Absicht bewogen, den Ursprung der am Rande des Transdanubischen Mittelgebirges auftretenden Thermen in einheitlicher Auffassung darzulegen, umsomehr, als uns die vorgeführte Entstehungstheorie auch für andere, in ähnlichen geologischen Lagen auftretenden Thermen der Erde anwendbar scheint. Wir sind uns darüber im klaren, daß derzeit noch nicht jede unserer Behauptungen mit unmittelbaren Beobachtungen nachweisbar ist, es würde uns jedoch freuen, wenn unsere bescheidene Studie der Arbeit unserer Hydrogeologen die Anregung geben könnte, die Ursprungsfragen der Thermen in der Zukunft noch eingehender zu studieren.



Wir möchten allen jenen, die uns bei unserer Arbeit behilflich waren, unseren Dank aussprechen. Von HUBERT KESSLER erhielten wir sehr viele Daten über Quellentemperaturen, von FERENC KASSAI solche über Wassererträge bei Bohrungen, sowie Temperaturwerte. Über die Mengen und Temperaturen der im Bergbau gehobenen Karstwässer informierten uns FERENC SOLYOM, SZENTIVÁNYI, NÁNDOR SZABO, LÁSZLO BAKK, JOZSEF CSEH NÉMETH und TIBOR WILLEMS. TIBOR BOLDIZSÁR stellte uns einige durch ihn festgestellte Werte der Wärmeleitungsfähigkeit der Gesteine zur Verfügung, während uns VIKTOR SCHEFFER bei der Beschaffung einschlägiger Literaturdaten und als Lektor dieser Arbeit unterstützte. Einige thermische Fragen konnten wir mit ZOLTÁN DÉR durchsprechen.

Interpretierungsgruppe des Geophysikalischen Forschungslaboratoriums der Ungarischen Akademie der Wissenschaften und Petrographische Gruppe des Bergbauforschungsinstitutes, Sopron.

Literaturverzeichnis

- 1 Papp, F.: Az ásvány- és gyógyvizek hidrogeológiai és fürdőtani leírása. Magyarország ásvány- és gyógyvizei. 1957. 17—334.
- Papp, Sz.: Az ásvány- és gyógyvizek kémiai jellege és összetétele. Ibid. 337—627.
- 2 Ajtay, Z.: Karsztvízveszélyes mélybányászat geotermikus viszonyainak vizsgálata. Bány. Lapok. 1959. 92. 658—663. Prüfung der geothermischen Verhältnisse im karstwassergeführten Tiefbau.
- 3 Jaskó, S.: A földtani felépítés és a karsztvíz elterjedésének kapcsolata a Dunántúli Középhegységben. Hidr. Közl. 1959. 39. 289—297. Englisches Resumé: Relationship between Geological Structure and the Extension of Karstic Waters in the Trans-Danubian Central Range.
- 4 Székely, L.: Adatok a dorogi szénmedence —200 m szint alatti karsztvíz-járatának eltömődési kérdéséhez. Bány. Lapok. 1953. 8./86/. 87—91. Deutsches Resumé: Daten bezüglich der Verstopfung der Karstwasser-Gänge unter —200 Niveau in dem Kohlenbecken von Dorog.
- 5 Körössy, L.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. Földt. Közl. 1958. 88. 291—298. Englisches Resumé: Some data concerning the subsurface geology of the Kisalföld / Little Hungarian Basin /.
- 6 Kertai, Gy.: Magyarországi medencék és köölajtelepek szerkezete a köölajkutatás eredményei alapján. Földt. Közl. 1957. 87. 383—394. Englisches Resumé: The structure of the Hungarian Basins and their oil reservoirs as revealed by the results of oil exploration.
- 7 Rozlozsnik, P.-Schréter, Z.-t. Roth, K.: Az esztergomvidéki szén-terület bányaföldtani viszonyai. A. Magy. Kir. Földt. Int. Kiadványai. 1922. 1—128.
- 8 Vadász, E.: Magyarország földtana. 1960. 536.
- 9 Schulhof, Ö.: Magyarország ásvány- és gyógyvizei. 1957. Abb. 40.
- 10 Papp, K.: A földmelegségi mélységi fokozat / geotermikus gradiens / Magyarországon. F. X. Schaffer: Általános geológia. 1919. 623—628.
- 11 Schafarzik, F.: Budapest székesfőváros ásványvízforrásainak geológiai jellemzése és grafikai feltüntetése. Hidr. Közl. 1924—26. / 1928 / 4.—6. 14—20. Die geologische und graphische Darstellung der Mineralwasser-quellen von Budapest. Ibid. 4—6. 104—110.
- 12 Scherff, E. Kühn, J.: Lehet-e a Budai hegységben mélyfúrás útján hév-vizeket feltárni és kitermelni? Bány. és Koh. Lapok. 1928. 61 Jg. 76. Bd. 130—138 és 172—167.
- 13 Gautier, N. A.: La genèse des eaux thermals. Ann. d. Mines. 1906.
- 14 Weszelszky, Gy.: A juvenilis vizekről. Hidr. Közl. 1924—26. / 1928 / 4.—6. 72—83. Deutsches Resumé: Über die juvenilen Wässer. Ibid. 147—148.
- 15 Horusitzky, F.: Ujabb hévvízfeltárások lehetősége Budapesten. Hidr. Közl. 1956. 36. 4—8. Deutsches Resumé: Erschließung weiterer Thermal-quellen in Budapest.
- 16 Kessler, H.: A karsztos hévforrások utánpótlásának kérdése. Hidr. Közl. 1956. 36. 127—128.
- 17 Brugger, F.: A budakörnyéki dolomitok közetkémiai vizsgálata. MTA Matematikai és Természettudományi Értesítő. 1940. 59. 619—641. Deutsches Resumé: Petrographische Untersuchung der Triasdolomite des Budaer Gebirges.
- 18 Willems, T.-Harsányi, A.: A geotermikus gradiens alakulása a dorogi barnaköszénmedencében. (Handschrift)
- 19 Willems, T. / unter Mitwirkung von A. Harsányi /: A karsztos alaphegységű területek földhőmérsékleti viszonyainak vizsgálata c. téma 1961. évi eredményeiről. Bányászati Kutató Intézet. 1961. 1—27.
- 20 Schulhof, Ö.: Magyarország ásvány- és gyógyvizei: Papp, F.: Az ásvány- és gyógyvizek hidrogeológiája és fürdőtani leírása. 1957. 17—334.
- 21 Pálffy, M.: A gellérthegy mélyfúrás tanulságai. Földt. Közl. 1928. 58. 77—87. Die Lehre der Tiefbohrung beim Gellértberg. Geol. Mitt. 1928. / 1929 / 58. 205—211.

22. Boldizsár, T.: Geothermic investigations in the Hungarian Plain. *Acta Geol.* 1958. 5. 245—254.
23. Landolt-Börnstein: *Astronomie und Geophysik.* 1952. 3. 356.
Howell, B. F. Jr.: *Introduction to Geophysics.* 1959. 52.
Schössler, K. — Schwarziöse, J.: *Geophysikalische Wärmeflußmessungen.* *Freiberger Forschungshefte.* 1959. C: 75. 69.
- Birch, F. — Schairer, J. F. — Spicer, H. C.: *Handbook of Physical Constants.* 1942.
24. Boldizsár, T.: *Terrestrial heat flow in the Nagylengyel Oilfield.* *Publ. of the Facultates of Mining and Geotechnic.* 1959. 20. Sonderdruck 1—8.
25. — *New terrestrial heat flow values from Hungary.* *Geofis. pura e applicata.* 1958. 39. 120—125.
25. a — *Measurement of terrestrial heat flow in the coal mining district of Komló.* *Acta technica.* 1956. 15. 219—228.
26. Vendel, M.: *Hozzászólások Vigh Ferenc előadásához.* *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 1953. 1. 301—305.
27. Sarló, K.: *Ujabb adatok a Margit-szigeti hőforrások hévveizeinek összetételéhez.* *Hidr. Közl.* 1949. 29. 90—94.
28. Kassai, F.: *Paleogén szénbányászatunk, a karsztviz és védekezési módja.* *Hidr. Közl.* 1949. 29. 90—94.
29. Einczinger, F.: *Esztergom melegforrásai.* *Hidr. Közl.* 1932. 82—84.
30. Pávai Vajna, F.: *Gondolatok a Hidrológiai Közöny 1948. évi 1—4 sz. -val kapcsolatban.* *Hidr. Közl.* 1949. 29. 90—94.
31. ifj. Mádai, L.: *A Császárfürdő monográfiája.* *Földtani Szemle melléklete.* 1927. 1—91.
32. Jaskó, S.: *A balatonfelvidéki és északbakonyi patakok vízhozamának kapcsolata a földtani felépítéssel.* *Hidr. Közl.* 1961. 41. 75—84. *Deutsches Resumé: Beziehung der Abflussmengen der Bäche im Oberland des Balatons und im nördlichen Teil des Bakony-Gebirges zum geologischen Aufbau.*
33. *Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet: Magyarország vízkészlete. I. Mennyiségi számbavétel.* 1954. 89—100. *Tabellen. Ungarns Wasservorrat.*
34. Cziráky, J.: *A hazai termális vizek.* *Hidr. Közl.* 1960. 40. 507—515. *Deutsches Resumé: Die Thermalwässer Ungarns.*
35. Ajtay, Z.: *A triász-dolomit hidrológiai viszonyai, különös tekintet tel a víznyerésre és vízleadásra.* *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 1953. 8. 43—50.
36. Lóczy, L. id.: *A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedise.* *A Balaton tud. tanulm. eredm.* 1913.
37. Juhász, J.: *A Balatonfelvidék vízbeszerzési lehetőségei.* *Hidr. Közl.* 1960. 40. 404—416. *Deutsches Resumé: Beiträge zur Hydrologie und den Wassergewinnungsmöglichkeiten des Oberlandes am Balaton.*
38. Scheffer, V.: *A geotermikus mélységlépcső regionális értékei a Kárpátmedencék területén.* / *Handschrift / Die regionalen Werte der geothermischen Tiefentreppe auf dem Gebiet der Karpatbecken.*
39. Boldizsár, T.: *A föld belső melegének eredete.* *Nehézipari Műszaki Egyetem Magyar Nyelvű Közl.* 1962. 8. 17—25. *Deutsches Resumé: Ursprung der Inneren Erdwärme.*
40. Szádeczky-Kardoss, E.: *A Dunántuli Középhegység karsztviz térképe.* *Hidr. Közl.* 1948. 28. 2.—3. *Karstwater Contour Map of the Transdanubian Mountains in Hungary.* *Ibid.* 58—60.
41. Szalai, T.: *Origin and Heat Content of the „Juvenile“ Constituents of Hungarian Thermal Waters.* *Hidr. Közl.* 1949. 29. 73—77.
42. Boldizsár, T.: *Geotermikus vizsgálatok a Nagy Magyar Alföldön.* *Bány. Lapok.* 1960. 93. 306—309.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 18. Jänner 1963