

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
55. Band 1962

S. 183 — 208

Zur Entstehung der Thermen des Wiener Beckens

Von Miklós Vendel *)

Nach meinem Vortrag am 27. Oktober 1961 **) hat mich Herr Professor Dr. H. KÜPPER, Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien, zu besonderem Dank verpflichtet, indem er mir die Möglichkeit bot, die berühmtesten Thermen des inneralpinen Wiener Beckens unter seiner persönlichen Führung an Ort und Stelle zu besichtigen. Seine Zuvorkommenheit ging so weit, daß er mich auf dieser Exkursion überall mit den bezeichnendsten Besonderheiten der geologischen und hydrogeologischen Lage bekannt machte. Diese Erklärungen und Aufschlüsse an den verschiedenen Thermen waren für mich von besonderer Wichtigkeit, und ich war bestrebt, diese — außer der einschlägigen Literatur — in meinen nachfolgenden Ausführungen zu verwerten. Für seine hilfsbereite Kollegialität möchte ich ihm auch hier meinen wärmsten Dank aussprechen. Auch Herrn Dir. Dr. R. JANOSCHEK möchte ich für die mir zur Verfügung gestellten hydrogeologischen und tektonischen Angaben danken.

Bezüglich der Literatur habe ich mich im folgenden in erster Linie auf die vorzüglichen hydrogeologischen und tektonischen Arbeiten von H. KÜPPER gestützt, welche er in den letzten Jahren veröffentlicht hatte (2, 3, 4, 15). Die in diesen Arbeiten vorgeführten Profile und Karten habe ich in meinen Darstellungen meistens zugrunde gelegt.

Im Verlauf der Exkursion haben wir jene Thermen besichtigt, die sich entlang des Bruchsystems der Thermenlinie zwischen Mödling und Bad Fischau befinden, ferner die Leithaprodersdorfer Thermen im nördlichen Vorfeld des Leithagebirges und schließlich die am Fuße der Hainburger Berge entspringende Deutsch-Altenburger Therme. Über meine gewonnenen Eindrücke berichte ich im folgenden:

Nach meiner Meinung besteht eine Ähnlichkeit zwischen der Lage der Thermen am Rande des Inneralpinen Wiener Beckens und am Rande des Transdanubischen Mittelgebirges. Natürlich darf man an kein strenges

*) Anschrift: Prof. Dr. Miklós Vendel, Interpretierungsgruppe des Geophysikalischen Forschungslaboratoriums der Ungarischen Akademie der Wissenschaften und Petrographische Gruppe des Bergbauforschungsinstitutes, Sopron, Szent György utca 16, Ungarn.

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

Übereinstimmen denken, da ja der tektonische Aufbau der Kalkalpen viel verwickelter ist als jener des Transdanubischen Mittelgebirges, worauf H. KÜPPER im Verlauf der an meinen Vortrag anschließenden Diskussion bereits hingewiesen hat. Dieser Umstand kann selbstredend in den Karstwassersystemen gewisse Abweichungen bewirken, obwohl die Untersuchungen von F. DOSCH unmittelbare Verbindungen zwischen solchen Wassersystemen, die man für getrennt hält, zu beweisen vermögen (1). Im Grunde genommen kann, meiner Meinung nach, die Entstehung, zumindest in den Grundzügen, in beiden Gebieten als übereinstimmend beurteilt werden, wie ich dies schon, anknüpfend an meinen Vortrag, dargelegt habe.

In den nachfolgenden Ausführungen möchte ich, auf Grund der in meinem Vortrag vorgelegten Theorie, welche dann später in gemeinsamer Arbeit mit P. KISHÁZI eingehend noch weiter ausgearbeitet wurde (11), den Versuch unternehmen, die Entstehung der Thermen des inneralpinen Wiener Beckens zu erklären. Ich bin mir klar, daß es sich hierbei um keine einfache Problemstellung handelt, deren richtige Lösung überdies auch noch dadurch erschwert wird, daß meine geologischen Kenntnisse des fraglichen Gebietes lückenhaft sind.

Die Ähnlichkeit der geologischen Lage zwischen dem ungarischen und dem österreichischen Thermalgebiet offenbart sich in erster Linie darin, daß an beiden Orten die Thermen an der Grenzlinie eines aus älteren Gesteinen bestehenden Karbonatgebirges und dessen abgesunkenen Vorraumes erscheinen. Der Vorraum ist ein junges Becken, welches durch junge Sedimente ausgefüllt wird. Die vorherrschenden Gesteinsarten des Karbonatgebirges sind an der Oberfläche mesozoische Kalksteine und Dolomite, die mehr-weniger verkarstet sind, und — da sie auch stark klüftig sind — für Wasserspeicherung tauglich erscheinen. Nach meiner Auffassung sind die darin gespeicherten Gewässer (Karstwasser) die Erzeuger der Thermen.

Wie schon in meinem Vortrag dargetan, stört das im Karstgebirge durch die Niederschläge ständig ersetzte Karstwasser im Laufe seiner Seitenströmung den aufwärts gerichteten Fluß des Wärmestromes der Erde, indem es einen Teil davon mit sich nimmt. Solcherart enthält es nicht nur jene Wärmemenge, die bei der normalen Aufwärtsströmung des Fluxus und im Zustand ohne Wasserbewegung, im Falle des einfachen Hindurchströmens darin in Erscheinung träte, sondern es erhält im Laufe seiner Strömung noch eine zusätzliche Wärmebereicherung. (Starke Strömung ist für diese Fluxusaufnahme allerdings nicht günstig!)

Am Rande des Beckens findet man verkarstungsfähige mesozoische Karbonatgesteine: Kalksteine und Dolomite auch in Ausbissen. Besonders

im östlichen Teil der Kalkalpen sind solche weit verbreitet; doch auch im Leithagebirge befinden sich mesozoische (wahrscheinlich Ballensteiner) Kalksteine und Dolomite südlich von Leithaprodersdorf und schließlich sind östlich der Deutsch-Altenburger Therme, in den Hainburger Bergen vielleicht als Ballensteiner anzusprechende Kalksteine und Dolomite verbreitet. An allen diesen Orten sind die Karbonatgesteine verkarstet oder zumindest zerklüftet. Die Möglichkeit zur Speicherung von Wasser — genauer Karstwasser — ist somit gegeben. Am Rande des Gebirges, entlang der Bruchsysteme (siehe z. B. die Geologische Karte des Inner- und Außeralpiner Wiener Beckens von K. FRIEDL, 12) ging das Niedersinken des Inneralpinen Wiener Beckens in große Tiefe vor sich. Das eingesunkene Becken wird im allgemeinen in beträchtlicher Mächtigkeit von jüngeren Ton-, Tonmergelbildungen, von Sanden, Sandsteinen, Schottern und Konglomeraten ausgefüllt.

Wo sich die Flyschbildungen des Gebirges mit den jungen Beckensedimenten seitlich berühren [siehe die Profile KÜPPERS (2) I—V] beziehungsweise diese absperrn, dort ist keine Thermalquelle zu erwarten; denn der Flysch speichert keine Karstwässer und besteht im allgemeinen aus Gesteinen, die das Wasser nicht durchlassen. Schon F. KARRER (5) ist zur Erkenntnis gelangt und hat es im Zusammenhang mit den Badener Thermen festgestellt, daß die Versorgung der Thermen stark von jenen Wassermengen abhängt, die sich am Fuße der Kalkalpen ergießen. Hiezu dient als Beweis der Umstand, daß entlang der wasserarmen Sandsteinzone im Wiener Becken, obzwar Brüche auch dort vorhanden sind, Warmquellen fehlen. Dies ist auch der Grund dafür, daß im Bereich von Wien, wo sich Flysch mit Beckensedimenten berührt, wirkliche Warmquellen nicht vorhanden sind. Die Meidlinger Therme mit ihren 11° C kann kaum als Therme angesprochen werden. Die Thermen treten erst dort auf, wo die Kalkalpen mit den jungen Sedimenten des Beckens in Berührung treten: Von Norden ausgehend ist die erste Therme die Mödling-Gumpoldskirchner Therme mit ca. 20° C. Theoretisch kann man Thermen von Kalksburg nach Süden zu, entlang des Saumes der Kalkalpen bis zur Zentralzone erwarten, also im großen und ganzen entlang der Linie von Kalksburg fast bis Gloggnitz. Zum Auftreten der Thermen ist noch erforderlich, daß die Berührung der jungen Sedimente mit der Karbonatmasse des Gebirges in der Höhe des Karstwasserspiegels fällt. Dies trifft aber nicht für jeden Berührungspunkt zu, denn es gibt auch höher gelegene Berührungsabschnitte, so daß dort notwendigerweise keine Thermen entstehen können, da der sich ausgebildete Wasserspiegel tiefer liegt als die Erdoberfläche. Mit anderen Worten: Thermen können nur dort entstehen, wo die Berührungslinie praktisch in den Karstwasser-

spiegel fällt. Die Höhe des Karstwasserspiegels reguliert die örtliche Höhe eines das Gebirge verlassenden Flusses, der als Anzapfungsbasis gilt. Als Beispiel dürften wir vielleicht anführen, obzwar die erste Vorbedingung: die Berührung zwischen dem Karbonatgebirge und den jungen Sedimenten des Beckens schon bei Kalksburg gegeben ist [VI. Hauptprofil an der Tafel IV.], Thermen auf der Berührungslinie des Torton mit den Kalkalpen dennoch nicht entstehen können, da die in 316 m Höhe liegende Linie sich wahrscheinlich über dem Karstwasserspiegel des Gebirges befindet. L. WAAGEN erwähnt (9) zwar „Thermen“ in dieser Gegend und im nahen Gebiet von Rodaun und Mauer, doch mir sind deren Lage und Temperatur unbekannt. Obzwar die hiesige Höhe ü. d. M. des Karstwasserspiegels — wenigstens mir — nicht bekannt ist und wenn wir die 235—240 m betragende Höhe ü. d. M. der davon südlich gelegenen Mödlinger Therme in Betracht ziehen, so können wir den Karstwasserspiegel des in Frage stehenden Gebirges tiefer als 316 m vermuten. Die Höhe des Mödlinger Baches gibt das Nebenprofil 8' der Tafel V. von KÜPPER (2) mit ca. 225 m an, somit liegt die Therme um 10—15 m über dem Niveau des Baches; doch können wir annehmen, daß der Bach den Karstwasserspiegel irgendwo im Berginnern regelt. Darauf deutet schon seine unter dem Austrittspunkt der Therme liegende Lage. In der unmittelbaren Berührung der Karbonatmasse des Gebirges kann der Karstwasserspiegel desselben in der ungefähren Höhe des Austrittspunktes der Mödlinger Therme liegen, abgesehen davon, daß das wärmere Wasser der Therme etwas höher steigen kann als das kältere Karstwasser. Wir müssen den von KÜPPER angenommenen Bruch, durch welchen die Therme emporsteigt, für wahrscheinlich halten, denn der Austrittspunkt der Therme befindet sich schon nahezu 90 m entfernt von der Berührungslinie des Karbonatgebirges mit der jungen sperrenden Sedimentmasse in Richtung nach dem Inneren des Beckens. Das Emporsteigen des Wassers der Therme durch die Torton- und Sarmatschichten entlang des, die vorigen Bildungen durchsetzenden Bruches, halten auch wir für wahrscheinlich. Da für den Austritt der Therme die Möglichkeit in einem unter der Berührungslinie liegenden Niveau vorliegt, tritt die Therme nicht auf der höher gelegenen, wie aus dem Profil ersichtlich, 260 m hohen Berührungslinie der Kalkalpen mit den jungen Sedimenten auf, sondern an dem tieferen, etwa 240 m hohen Erdoberflächenpunkte des Bruches. Entsprechend der gegen das Becken zu kleineren oder größeren Steilheit des Randbruches, sind kürzere oder längere Zeit andauernde Unterströmungen denkbar. Die Temperatur der Therme gibt H. KÜPPER mit ca. 20° C an (H. VETTERS spricht an einer Stelle nur von 11° C, L. WAAGEN von 11,5° C. Diese niedrigeren Temperaturen würden nur gewöhnliche Karst-

wässer bezeichnen). Und diese entsteht aus der vom Kalksteingebirge gebrachten und der aus Unterströmung herrührenden Wärme. Welch große Rolle das aus der obersten kalten Zone des Gebirges stammende Karstwasser bei der Bildung des Mischwassers dieser Therme spielt, können wir nicht angeben.

Sehr interessant finden wir die Wahrnehmungen, die man bei der 361 m tiefen Bohrung in der Brauerei Brunn Felsenkeller, in der etwas nördlicher gelegenen Ortschaft Brunn a/G. gemacht hat. Laut den Mitteilungen H. KÜPPERS (2) durchdrang die Bohrung den Randbruch zwischen Kalkalpen und Beckensedimenten, ohne auch nur die Spur von Thermalwasser zu entdecken. Wenn wir das Hauptprofil VII. der Tafel V. von H. KÜPPER (2) betrachten, sehen wir, daß die Bohrung durch Sarmat- und Tortonsschichten in 231 m Tiefe in Gosauschichten geriet, und diese in 314 m Tiefe verlassend bis 350 m, also 36 m lang in Triasdolomit, und schließlich bis 361 m, durch die letzten 11 m, in Werfener Schiefer vor sich ging.

Versuchen wir nun eine Erklärung für das Fehlen von Thermalwasser zu geben. Die Gosauschichten bestehen in der Umgebung von Brunn a/G. vorwiegend aus Brekzien, flyschähnlichen Sandsteinen und Mergeln (6). Diese Gesteinsarten können kaum als für eine Wasserspeicherung geeignet angesprochen werden. Von diesem Gesichtspunkt aus dürften erstlich nur die in 36 m Dicke durchgebohrten Triasdolomite in Betracht kommen. Der das Liegende bildende Werfener Schiefer dürfte hier wassersperrend sein. Obzwar die Kalkalpen — nach dem erwähnten Profil — verhältnismäßig in gar nicht zu großer Höhe ü. d. M. mit den jungen Beckensedimenten sich berühren, sind Thermen hier unwahrscheinlich auf Grund der oben skizzierten Bildungsanordnung. In der Gosau kann von einer ernstesten Karstwasserströmung kaum die Rede sein. Das gleiche gilt auch von der Möglichkeit einer Unterströmung bei der Berührung von Gosau und junger Sedimentdecke, unterhalb der letzteren, infolge des Fehlens von Wasser. Im Triasdolomit jedoch ist Karstwasser möglich. Die verhältnismäßig geringe Mächtigkeit macht aber vermutlich eine Wasserspeicherung in größerer Menge nicht möglich; außerdem kann man sich auch vorstellen, daß die Bohrung an keinen bedeutenderen Wassergang gestoßen ist.

Dolomit ist zur Verkarstung weniger geeignet als Kalkstein; statt größerer Hohlräume zeigen sich oft nur Klüfte und Sprünge, die ihr Wasser nur zögernd abgeben. Im Eozän-Kohlenbergbau des Transdanubischen Mittelgebirges machte Z. AJTAY (8) diesbezüglich wertvolle Beobachtungen. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß im Inneren des Gebirges in der Nähe eine solche Verwerfung vorhanden ist, welche den

Werfener Schiefer mit dem Triasdolomit in gleiche Höhe gestellt hat und der Triasdolomit gegen das Gebirge abschneidet. Ferner kann es auch möglich sein, daß sich der Dolomit neben dem Bruch mit einer wassersperrenden Bildung des Tertiärs berührt, welche das Karstwasser beckenwärts abschließt und somit keine Unterströmung zuläßt. Wenn die kleine Dolomitscholle mit wassersperrenden Bildungen umgeben ist, dann kann man aber auch nicht mit einem hydrostatischen Auftrieb rechnen. Über Wasserergiebigkeit sowie über Aufsteigfähigkeit kann ich — da ich keine diesbezüglichen Daten habe — weiter nichts sagen.

In H. KÜPPERS Eichkogeler Hauptprofil IX. der Tafel V. (2) kann man mit einem Auftreten von Thermen nicht rechnen, weil die Berührung der Kalkalpen mit den jungen Beckensedimenten, aller Wahrscheinlichkeit nach, über dem für den Gebirgsrand charakteristischen Karstwasserspiegelniveau liegt. Die Höhe der Berührung kann mit ungefähr 335 m angenommen werden, dem gegenüber beträgt die Austrittshöhe der Mödlinger Therme nur 240 m. Die Entfernung zwischen den beiden Punkten ist ungefähr 3 km, auf einer solchen Länge ist eine Karstwasserspiegelsenkung von 95 m aber unwahrscheinlich. Bei Gumpoldskirchen ist, laut Nebenprofil 9“, die Höhe der Berührungslinie nur mehr ca. 260 m, hier ist eine Thermenbildung möglich und wir halten hier einen Karstwasserspiegel in dieser Lage denkbar.

Bei der Beurteilung unserer Theorie sind die Folgerungen aus der Lage der Thermen in der Umgebung von Baden von Wichtigkeit. Die Badener Thermen sind unmittelbar westlich des steilen Badener Bruches, an einen gegen Süden vorspringenden kleineren Dolomitsporn gebunden. Wir können auch sagen, daß sie im wesentlichen in der Gegend der Berührung der jungen Sedimente (Torton) des Beckens mit dem Dolomit aufbrechen. Die Temperatur der Thermen schwankt zwischen 32—36° C. Laut WAAGEN (9) bilden die Quellengänge ein zusammenhängendes System kommunizierender Gefäße. Er rechnet auf Grund der Pumpergebnisse mit einer Verzweigung der einzelnen Quellengänge, zumeist in großer Tiefe. Obwohl sich zwischen den Quellenaustritten bedeutende, fast 10 m erreichende Niveauunterschiede zeigen und die tiefer gelegenen vom Grundwasser gut abgesperrt sind, besitzen diese dennoch eine größere Auftriebskraft. Daraus kann man schließen, daß man im Wasser speichernden Dolomit mit einem praktisch einheitlichen Niveau der entlang der Tondecke aufbrechenden Thermalwässer rechnen dürfte. Die Quellengänge haben im allgemeinen eine aus CaCO₃ bestehende „Thermalschale“, so daß der Austritt des Wassers auf die Erdoberfläche gleichsam durch ein Rohr erfolgt. Interessant ist auch die Verkittung des Diluvialschotter — wenigstens stellenweise — zu einem wassersperrenden Konglomerat. Laut

dem mit X' bezeichneten Hauptprofil der Tafel V. von KÜPPER (2) liegt der Austrittspunkt des Mineral Bades, des Frauen Karolinen Bades und der Ursprungsquelle in den Dolomiten etwa 10 m tiefer als das Bett des Flusses Schwechat; es sind aber auch Thermen bekannt, die aus dem Bett des Flusses Schwechat aufbrechen. Da nach den Beobachtungen L. WAAGENS (9) bei der, vom Schwechat-Fluß am weitesten, etwa 540 m entfernt liegenden Ursprungsquelle die Höhe des Randes des Wasser-schachtes, im Vergleich zur 237,5 m ü. d. M. hoch liegenden Sohle der hinzuführenden Höhle noch immer um 0,78 m höher liegt und ungefähr die Hälfte des in den Dolomit vertieften Schacht bei dessen Sohle aufbrechenden Wassers noch am Schachtrand überläuft, kann man folgern, daß der Wasserstand in der Ruhelage im Jahre 1898, also zur Zeit der Beobachtung, höher als 238,28 m lag. Auf Grund des KÜPPER-Profiles kann man das Bett des Flusses Schwechat in der Gegend der Thermen mit 237,5 m annehmen. Die Austrittspunkte aus dem Dolomit des Mineralbades, des Frauen Karolinen Bades und der Ursprungsquelle können wir laut Profil mit etwa 225 m Höhe annehmen, somit sind diese tiefer gelegen als das Bett des Schwechat-Flusses. Dies bedeutet aber, nach unserer Meinung, nicht die Erdoberfläche; denn nach WAAGEN entspringen diese Quellen, mit Ausnahme der Ursprungsquelle, aus dem Diluvialschotter, die Dolomitoberfläche ist aber — wenigstens im Falle imneral Bad und Frauen Karolinen Bad — nicht identisch mit dem Niveau des Thermalwassers in Ruhelage, welches Niveau höher vermutet werden muß. Wenn wir ferner noch in Betracht ziehen, daß auch im Bett des Schwechat-Flusses Thermen aufbrechen, so halten wir es für nicht unwahrscheinlich, daß der Schwechat-Fluß hier als Anzapfungsbasis figurieren könnte.

Das im Karstwasserspiegel des Gebirges zuoberst strömende kältere Karstwasser kann, mit den lockereren Teilen des Diluvialschotter in Berührung kommend, in diesen Schotter auch übertreten und sich mit jenen Thermalwässern mischen, die durch keine Thermalschale vom Schotter geschützt sind. Deren Temperatur vermindert sich naturgemäß infolge der Vermengung mit kälterem Wasser. Man kann es sich aber auch vorstellen, daß gewisse kältere Karstgewässer nicht durch den Schotter, aber unmittelbar selbst aus dem Dolomit zum warmen Wasser hinzutreten können. Dieses, bzw. das in den Schotter eintretende Wasser bildet gleichsam die oberste Schicht des an der Unterströmung nicht mehr teilnehmenden Karstwassers. Da nun diese oberste Schicht das kältere Niederschlagswasser unmittelbar erhält, wird auch ihre Temperatur niedriger sein als jene des von unten kommenden Thermalwassers. Hier bemerken wir, daß F. KARRER (5) bereits mit einer Vermengung der Gewässer der am westlichen Beckenrand entspringenden Thermen mit dem

Wasser „kalter Quellen“ gerechnet hat. Bei hohem Wasserstand des Schwechat-Flusses kann man auch — wie in Budapest — die Möglichkeit einer Vermischung mit dem Flußwasser annehmen.

J. STINI (10) bekräftigt jene Feststellung von H. KÜPPER, daß die Badener Thermen entlang der als Badener Bruch bezeichneten Störungslinie hochsteigen. STINI vermutet als Nährgebiet der Badener Thermen den Anningerstock, sie dürften sich aus dem hier versickernden Niederschlagswasser ernähren. Die in der Brühl ausbeißenden und gegen Süden Muschelkalke, Lunzer Schichten, Hauptdolomit, Dachsteinkalk usw. untertauchenden, ziemlich mächtigen Werfener Schichten drängen die eingesickerten Niederschlagswässer im allgemeinen nach Süden. Er rechnet auch mit der eventuellen wasserstauenden Rolle der Lunzer Schichten, insofern jene ein zusammenhängendes Band bilden. Die Größe des Sammelgebietes gibt er mindestens mit 1000 ha an; seiner Auffassung nach fließen die im Anningerstock versickernden und in einer Röhre oder in mehreren Schläuchen sich sammelnden Sickerwässer in der Richtung auf den Hauptdolomitsporn des Kalvarienberges nach Süden ab. Der klüftige Stock des Anningers könnte jedoch nur kühles, hartes, gewöhnliches Wasser liefern, gleich allen anderen zerklüfteten Berggebieten der Kalkalpen, bei denen zahlreiche Eigenschaften der Badener Thermen, wie Wärme, Gehalt an Schwefelwasserstoff, Anwesenheit von Bor und hohe Mineralisation fehlen; also muß man letztere von anderswo ableiten. Laut ihm ist jene Annahme natürlich und naheliegend, daß die Hitze aus der Tiefe aufsteigt und irgendwo im Bergleibe das Kaltwasser anwärmt; auch ihre fremden Bestandteile nehmen die Heilwässer in der Tiefe auf. Vom Herkunft des Schwefelgehaltes äußert er keine bestimmte Ansicht, er sagt nur so viel, daß dieser vermutlich auch der Tiefe entstammt. Doch erwähnt er die Ansicht der meisten Geologen, nach welcher jener aus den die durchlässige Triasdecke unterlagernden permotriadischen Werfener Schichten mit ihren Lagerstätten von Anhydrit, Gyps usw. entstammt. Die bei den einzelnen Quellen beobachtbaren Schwankungen in Schüttung und Wärmegrad können auf die knapp vor ihrem Zutagetreten erfolgenden Wildwässerbeimischungen zurückgeführt werden. Wo es den Heilwässern gelingt, nach dem Verlassen des Hauptdolomites sich durch das Grundwasser links und rechts der Schwechat in geschlossenen Schloten hindurchzudrängen und die Wildwässer abzuwehren, bleiben die Schwankungen in den Eigenschaften der Heilwässer gering.

Unserer bescheidenen Ansicht nach widersprechen auch STINIS Untersuchungen nicht unserer Annahme. Das Nährgebiet kann teils der Anninger sein, doch kann man auch an eine Nahrung aus Westen bzw. Nordwesten denken. In erster Reihe spielt nicht die Lagerung der Schichten,

Im Falle der Badener Thermen nicht das südliche, nach Baden gerichtete Verflächung der Triasserie des Anningers, sondern mehr die Lage der Verkarstung und die Ausbildung seines Kluftsystems die Hauptrolle. Der gegenwärtige Verkarstungsgürtel am Rande der Kalkalpen steht mit der in der Festlandszeit, vor die Ablagerung der jungen Beckensedimente ausgebildete, ältere Verkarstungszone der mesozoischen Karbonatgesteine des Beckenuntergrundes in unmittelbarer seitlicher Verbindung. Die Verkarstung beginnt an der Oberfläche, hängt also von dem jeweiligen Gelände ab. Die Wasserbewegungen werden durch die aus der Verkarstung und der Tektonik entstammenden Zerklüftungen gemeinsam ermöglicht; die tektonische Lage der Bildungen spielt dabei kaum eine größere Rolle. Da die Verkarstung in den Karbonatgesteinen nicht nur am Anninger, sondern auch westlich und nordwestlich von Baden anzunehmen ist, so kann auch aus W (NW) eine Wassernahrung möglich sein. Da aber jene Brüche oder Kluftscharen, deren Richtung der des Badener Bruches entspricht, offenbar dilatatorischer Art sind — das Absinken des Wiener Beckens geschah entlang solcher — könnte man die Wassernahrung vom N vielleicht als bedeutender annehmen.

Betreffs des H_2S -Ursprungs können wir, die örtliche Wasserdurchlässigkeit der Werfener Schichten kennend, auf welche die Beobachtungen von BOSCH hinwiesen, die Ansicht nicht verwerfen, daß das Wasser der Thermen im Laufe seines Weges auch Gyps-Anhydrit usw. Schichten traf und so H_2S , so wie die stärkere Mineralisierung von diesen stammen kann. Die Ergebnisse von J. STINI widersprechen nicht der Möglichkeit der Unterströmung, unsere Theorie ist aber für die Erklärung der Temperatur der Warmwässer geeignet. J. STINI schätzt die Ergiebigkeit aller bekannten und meßbaren Heilquellen auf mehr als 50 l/sec, dies bedeutet mindestens eine tägliche Wassermenge von 4320 m³. Auf Grund der Beobachtungen im Transdanubischen Mittelgebirge, haben wir auch hier mit einer jährlichen Versickerung von etwa 250 mm, ferner rund 10° C Jahresmitteltemperatur [für Baden gibt W. FRIEDRICH (18) 9,6° C an], weiterhin mit Berücksichtigung der regionalen Werte der geothermischen Tiefentreppe der Karpathenbecken behandelnde Arbeit von V. SCHEFFER (19) für das Gebiet auswertbaren irischen Wärmefluß von ungefähr $1,3 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec gerechnet und festzustellen versucht: erstens die Größe von T_2 des zur Sicherung von 50 l/sec nötigen Nährgebietes und zweitens die Gebietsgröße T_1 , die im Falle des erwähnten Wärmeflusses erforderlich wäre, die wahrgenommenen Temperaturen der Thermen durch die Aufnahme des ganzen irdischen Wärmestromes hervorzurufen. Das T_2 konnten wir für 1,3 km², das T_1 aber für 92,3 km² berechnen.

Wir denken aber, daß das an der Unterströmung teilnehmende Wasser

aus einem größerem Gebiet, als das gerechnete T_2 entstammt, weil ja nicht die ganze versickernde Wassermenge an der Unterströmung teilnimmt. Ein Teil des versickernden Niederschlagswassers wird sich nämlich, besonders in dem dem Beckenrand nahe liegenden Teil des Karbonatgebirges, auch im Niveau des Karstwasserspiegels gegen die Berührungslinie des Gebirges mit dem Becken bewegen; dieses Wasser von so hoher Lage nimmt jedoch in der Unterströmung nicht mehr Teil. Ein Teil dessen kann sich zwar noch mit dem aus der Unterströmung stammenden und auf die Erdoberfläche gelangenden Warmwasser vermischen, dessen Temperatur und Menge beeinflussend, ein anderer Teil aber tritt unmittelbar an die Erdoberfläche. Es gelangt also höchstwahrscheinlich eine größere Menge von Wasser an den Gebirgsrand, als das von den Thermen gelieferte. Dieses oberste Wasser kann dann auch in die den Dolomit bedeckende junge Schotterdecke gelangen und wahrscheinlich das Wasser der Schwechat vermehren. Wir können auch jenes Gebiet, aus dessen Fluxus das in der Unterströmung teilnehmende Karstwasser während seines Weges Wärme aufnahm, für größer als den gerechneten Wert T_1 halten. Hierauf können wir aus den Beobachtungen im Transdanubischen Mittelgebirge folgern, wo man von einem völligen Fortschaffen des irdischen Wärmeflusses nicht reden konnte.

Die Temperatur der Badener Thermen ergibt sich zum Teil aus dem durch das Karstwasser in größerer oder geringerer Tiefe im Gebirge zurückgelegten Weg, sowie aus dem im Verlauf der Unterströmung unter die wassersperrende junge Sedimentdecke aufgenommenen Fluxus. Es ist wahrscheinlich, daß von der in den Gesteinen des Gebirges vormals aufgespeicherten Wärme im Verlauf der im geologischen Zeitmaß meßbar gedachten Zeit der Karstwasserströmung, bis zur Tiefe der Strömung soviel fortgeführt wurde, daß derzeit schon ein gewisses Wärmegleichgewicht zustande gekommen ist. Deshalb brauchen wir heute in Bezug auf die durchschnittliche Jahrestemperatur übersteigende Thermentemperatur nur mehr den Fluxus in Betracht zu ziehen. Dies kann übrigens nicht nur im Falle der Badener Thermen, sondern auch bezüglich der übrigen Thermen des Wiener Beckens angenommen werden. Der genetische Typ der Thermen von Baden ist prinzipiell den Budapester Thermen ähnlich. Unter den die allgemeinen Fälle erläuternden Abbildungen der die Thermen des Transdanubischen Mittelgebirges behandelnden Arbeit (11) dürfte für Baden der in Abb. 8 dargestellte Fall entsprechen, obzwar die Lage auch jenen in Abb. 7 gezeigten zuneigt. Auch hier ist unter der jungen Sedimentdecke die als verkarstet und zerklüftet annehmbare Dolomitmasse vorhanden.

Von der Länge der Unterströmung wissen wir bei Baden nichts. Wie

später noch zu sehen ist, kann man die Unterströmungslänge, gerechnet von der Berührungslinie des Gebirges mit dem Beckenrand, bei Mödling mit $4\frac{1}{2}$, bei Liesing mit $5\frac{1}{2}$ km annehmen. Wir möchten noch bemerken, daß die Größe von T_1 in hohem Maße von der Größe des irdischen Wärme-flusses abhängt. Wenn dieser größer oder kleiner wäre als der von uns zu Grunde gelegte Wert, so würde T_1 gemäß der Abweichung sich vermindern oder wachsen.

Es ist interessant, daß an den Grenzen der im Rauchstallgraben lagernden jungen Sedimente und des diese berührenden Dolomits keine Thermen auftreten. Die Ursache dieser Erscheinung dürfte man darin suchen, daß die Berührung des Dolomits mit der darauf lagernden, allerdings auch wassersperrenden Gesteinsglieder enthaltenden jungen Sedimentserie, laut H. KÜPPERS X"-Profil der Tafel V (2) in 390 m ü. d. M. erfolgt ist, was aber die Höhenlage des hiesigen Karstwasserspiegels gewiß übersteigt.

KARRER (5) hat bezüglich des Badener Abschnittes der Hochquellenleitung festgestellt, daß hart auf dem steil fallenden Hauptdolomit ohne irgend eine Vermittlung, auf einer glänzenden Rutschfläche fetter, mariner Tegel ruht. Warum fehlt hier an der Berührung eine Therme? Deshalb, weil der Berührungspunkt über dem Karstwasserspiegel bzw. über dem Wasserspiegel der Thermen liegt. Wir können auch sagen, daß es sich hier bei der in der Hochquellenleitung ergebenden Berührung um ein Niveau handelt, welches um 25 m über der hiesigen Erosionsbasis, also über dem Schwechat-Fluß liegt.

In der kleinen Tertiärbucht westlich vom Badener Dolomitsporn berührt sich ebenfalls, sowohl im östlichen, wie auch im westlichen Teil derselben, die junge Sedimentserie mit dem Dolomit an der Erdoberfläche. In der jungen Sedimentgruppe befinden sich auch gut wassersperrende Gesteinsglieder (Tone und — wahrscheinlich — auch die Nulliporenbildungen können hier genügend wassersperrend sein) und dennoch gibt es keine Thermen. Der Grund liegt darin, daß die Berührungslinie der zweierlei Bildungen über dem Schwechat-Fluß bzw. vermutlich über dem in dem Dolomit ausgebildeten Karstwasserspiegel liegt und daß die geringe Mächtigkeit der die kleine Bucht ausfüllenden jungen Sedimente und deren geringe Tauchtiefe und die verhältnismäßige Kürze für die Entstehung einer wirklichen Therme nicht entsprechend ist. Nach dem Hauptprofil X' der Tafel V von KÜPPER (2) reichen die jungen Sedimente nur bis 160—170 m Höhe über dem Meerespiegel hinab und die Länge der Bucht in O—W-Richtung beträgt lediglich 1 km.

Das aus dem Gebirge dem Rand zu strömende Karstwasser fließt unserer Annahme nach unter dem untersten wassersperrenden Glied der kleinen Sedimentbucht in Richtung Kalvarienberg. Infolge der schlechteren

Wärmeleitung der Sedimentdecke erhöht sich die Temperatur des strömenden Karstwassers um ein Geringes. Sein Weg führt bis zur Mitte der Beckenfüllung der kleinen Bucht nach unten und von dort aus weiter hinaus nach oben.

Wir glauben, daß die Möglichkeit für die Unterströmung und Rückströmung des aus dem Gebirge stammenden Karstwassers östlich vom Badener Bruch, ferner südlich von Baden, in dem vermutlich in größere Tiefe hinabgesunkenen Dolomit, unter der schlecht wärmeleitenden Sedimentdecke gegeben ist. Die Unterströmung tritt unter der untersten Sperrfläche der jungen Sedimentdecke in dem Dolomit tiefer, die Rückströmung aber höher ein.

Die Temperatur der von Baden etwa 4 km südlich gelegenen zwei Thermen in Bad Vöslau wird mit 23° C angegeben. Nach H. KÜPPERS Kartenskizze auf Tafel VI (2) liegt die Therme etwa 750 m östlich des östlichsten Hauptdolomitausbisses der Kalkalpen und etwa 950 bis 1000 m nordwestlich des Badener Bruches. Zwischen dem Dolomitrand und der Therme befinden sich Tortonbildungen. Wir vermuten, daß der Hauptdolomit oder ein anderes mesozoisches Karbonatgestein unter dem Austrittspunkt der Thermen nicht tief liegen kann; oder das Torton (Brekzien, Konglomerate) ist zwischen dem Dolomitrand und den Thermen zumindest teilweise wasserdurchlässig und die eigentliche Wassersperrdecke beginnt erst von den Thermen nach Osten. Die Thermen von Vöslau entspringen — wie F. KARRER nach BOUÉ schreibt — „scheinbar an der Grenze zwischen dem älteren Kalk des Randgebirges und den tertiären Konglomeraten“ (5). Im Falle der dargestellten Lagerung kann das aus dem Gebirge kommende obere kältere Karstwasser vermischt mit dem aus der Unterströmung herrührenden wärmeren Wasser das Mischwasser der Thermen liefern. Die Unterströmung kann vom Badener Bruch gegen Osten weiter reichen. Auf der geologischen Karte von K. FRIEDL (12) ist bei Vöslau ein Staffelbruchsystem zu sehen. Die Seehöhe der Thermen mag zwischen 250 bis 260 m sein, sie liegen somit etwas höher als die Badener. Dies bedeutet, daß die Isohypsen des Karstwasserspiegels von Baden nach Süden zu ansteigen. Da es ziemlich unwahrscheinlich ist, daß im Badener Tegel bis zu größeren Tiefen offene Gänge vorhanden sind, glauben wir, daß die Sedimentdecke des Dolomits am Austrittspunkt der Thermen nur sehr dünn und von günstiger Beschaffenheit ist, wodurch die Möglichkeit zur Bildung eines Wasserganges für die nach oben strebenden Thermen gegeben ist. Man kann annehmen, daß die Temperatur des Thermalwassers hier auf gleicher Weise entstanden ist, wie in Baden. Die aus der Unterströmung stammende Wärme kann auch hier durch die Vermischung mit dem hoch aus dem Gebirge unmittelbar kommenden Karstwasser beein-

flußt werden. Auf Grund einer Schüttung von 36 l/sec und einer Thermen-temperatur von 23° C, konnten wir das T₂ für 4,5 km², das T₁ aber für 36 km² rechnen.

Der Ursprung des Thermalwassers von Bad Fischau kann ähnlich dem von Baden oder Vöslau angenommen werden. Auch hier ist das Karstwasser speichernde Gebirge vorhanden und an dessen Berührungslinie mit den jungen Beckensedimenten entspringt das Thermalwasser. Die Temperatur betrug laut Messung KÜPPERS im März 1954 18,7° C (4).

Die Thermen quellen aus dem „bald festen, bald mürben“ Rohrbacher Konglomerat (5) hervor. Laut F. KARRERS Daten ist zwischen den Austrittspunkten der Thermen ein Niveauunterschied von 7 bis 8 m. Diese Niveaudifferenz dürfte ihren Ursprung davon haben, daß das Karstwasser so reichlich ist, daß die unterste Quellenöffnung zur Ableitung nicht mehr ausreicht und demzufolge auch bei den höhergelegenen ein Wasser-
austritt stattfinden muß.

Zum Zwecke der Beleuchtung der Entstehung der etwas wärmeren und stärkeren Therme von Brunn an der Schneebergbahn und vielleicht auch jener von Bad Fischau nach unserer Auffassung, können wir ein Profil H. Küppers (4., Tafel XIV. Fig. e) als Grundlage nehmen. Die Temperatur der Quelle hat H. Vettters mit 15 bis 20° C angegeben. H. Küpper bezeichnet die Temperatur auf einer Kartenskizze, auf Grund einer im März 1954 durchgeführten Messung mit 15,6° C (4). Die Temperatur der Quelle übersteigt — wenn auch nur um einige Grade — den Jahresdurchschnitt. H. Küpper schreibt im Zusammenhang mit seinem erwähnten Profil, daß man im großen gesehen einen, dem Mesozoikum normal aufruhenden Schichtstoß hat, der vom Torton bis ins Sarmat reicht; gegen diesen ist durch einen Randbruch östlich abgesetzt das Pannon. Das Torton ist als Leithakalke und Sandsteine entwickelt; auf diesem Torton liegt eine Haut von grobklastischem Sarmat. Es ist dies aber scheinbar eine nur dünne Bedekung, denn darunter kommt Lithothamienmergel zum Vorschein. Sarmatische grüne, sandige Tone treten auch auf; die sarmatischen Bildungen sind miteinander verzahnt. Der 75 m tiefe Brunnen des Bergschlössls steht in Tortonbildungen. Nach dem Profil kann man die Sohle des Brunnens auf 284 m schätzen. Es ist in dem Profil von H. KÜPPER eine starke „Quelle“ zu sehen, deren Austrittspunkt nach dem Profil mit 296—297 m ü. d. M. geschätzt werden kann. Seiner Meinung nach, „wahrscheinlich angedeutet durch die starke ‚Quelle‘“, schneidet ein System von Randstörungen die genannten Torton-Sarmatbildungen ab, derart, daß im Untergrund der östlich anschließenden Ebene wahrscheinlich fossillere Tone des Pannons (?) auftreten.

Das Wasser des Mesozoikums kann hier auch in die Tortonbildungen

übertreten — zumindest stellenweise; denn in den Tortonbildungen am Rande befindet sich Wasser, wie dies der Brunnen vom Bergschlössl zu bestätigen vermag. Es wäre gut, den Wasserspiegel des Brunnens vom Bergschlössl zu kennen, ebenso seine Temperatur, aber auch die Höhe des Karstwasserspiegels im Mesozoikum des Gebirgsrandes. Wenn wir diese Daten mit der Austrittshöhe der starken „Quelle“ vergleichen könnten, wäre zumindest die Verbindung des Quellwassers mit dem oberen kalten Karstwasser feststellbar. Die Berührung Mesozoikum—Tertiär ist hier um 380 m ü. d. M., die Oberfläche der Beckenebene beträgt in Brunn etwa 290 m, liegt also wesentlich tiefer als die Berührung, und da im Niveau der Ebene auch eine Möglichkeit für die Anzapfung des Karstwassers vorhanden ist, wie dies das Beispiel der starken „Quelle“ zeigt, so erscheint es nur natürlich, daß in der Umgebung über diesem Punkt Thermalquellen oder — im allgemeinen — Karstquellen nicht auftreten können. Es besteht also auch hier die Richtigkeit, daß das Warmwasser in der Berührungszone des mesozoischen Karbonatgebirges mit den von jungen Sedimenten ausgefüllten Becken auftritt. Zwar liegt, nach dem zitierten Profil von KÜPPER, die „Quelle“ etwa 730 m von der Mesozoikum-Tertiär-Berührungslinie entfernt, die schon als wassersperrend ansprechbaren, mit Konglomeraten verzahnten sarmatischen Tonbildungen beginnen ferner schon etwa 75 m westlich von der „Quelle“, die „Quelle“ selbst aber tritt in der Berührungslinie der sarmatischen Konglomerate mit den fossileren Tonen, nach KÜPPER wahrscheinlich an einem Bruch des Randstörungssystems auf. Es kann als unzweifelhaft angenommen werden, daß die fossileren Tone des Pannons eine Stauwirkung ausüben und das vom Gebirge kommende Karstwasser am Weiterfließen hindern. Außerdem ermöglicht dieser Ton, infolge seiner von den Karbonatgesteinen abweichenden Wärmeleitungsfähigkeit, unter seiner Oberfläche gewisse Unter- und Rückströmung. Das Temperaturplus des Thermalwassers gegenüber der Temperatur des Jahresdurchschnitts dürfte sich auch hier teils aus dem unterwegs im Gebirge aufgenommenen, teils aber aus einer gewissen Unterströmung gewonnenen Fluxusteilen zusammensetzen. Die niedrige Temperatur des Wassers läßt aber darauf schließen, daß der Zufluß aus der obersten kalten Zone des Karstwassers, gegenüber jenen aus der Unterströmung stammenden, ganz gewaltig sein dürfte.

Da außer den von F. KARRER festgestellten Wassermengen der bei Brunn und Fischau aufbrechenden Quellen (5) noch unbekannt Mengen von Karstwasser in die Warme Fischau und in den Brunner Bach einfließen dürften, so kann man die für Brunn angegebene Schüttung von täglich 50.000—110.000 und jene für Fischau von 393.000—607.000 Eimer nur für

einen Mindestwert halten. Demnach beträgt die Brunner Mindestschüttung täglich 2,830—6,225 m³, die Fischauer 22,200—34,373 m³.

Nach KÜPPER kann man allerdings nicht von „Thermen von Brunn und Fischau“ reden; denn die erste ist ein der Karstquelle von Würflach und der Quelle von Urschendorf verwandtes Vorkommen; die Fischauer dagegen weicht sowohl bezüglich der Temperatur als auch in der chemischen Zusammensetzung von diesen deutlich ab und dürfte neben Karst- auch Grundwasserkomponenten enthalten und kann wegen seiner Temperatur schon als Therme angesprochen werden. KÜPPER schreibt sehr richtig (4), daß eine Reihe von Gebirgsquellen sind in der Querschnittverminderung des Porenvolumens vom Mesozoikum zum Tertiär begründet; ein Teil der Gebirgswässer tritt deshalb auch in die oberflächliche Grundwasserhaut der Ebene ein. Nach unserer Ansicht dürfte aber auch in den Karbonatgesteinen unter der jungen Sedimentdecke eine Unterströmungszirkulation möglich sein. Das Wasser der Quellen gelangt letzten Endes unserer Meinung nach aber auch in das Grundwasser.

Die von der Geologischen Bundesanstalt und vom Hydrographischen Zentralbüro entworfene Übersichtskarte der Grundwasserverhältnisse im südlichen Wiener Becken (13) läßt auf Grund der Schichtlinien des Grundwasserspiegels bei der Berührung des Beckens mit den Kalkalpen — nach unserer Meinung — Folgerungen nicht nur über die Austrittspunkte der Quellen, sondern auch über die Höhe des Karstwasserspiegels des Gebirges zu; denn das Grundwasser steht z. B. mittels der Thermen, aber im allgemeinen auch über die Karstquellen, mit dem Karstwasser in Verbindung. Das Karstwasser in den mesozoischen Bildungen des Westrandes des Wiener Beckens kann als etwas höher gelagert angenommen werden als die Werte der westlichen Schichtlinien des Grundwasserspiegels.

Nach den bekannteren Thermalquellen am westlichen Rand des Inneralpinen Wiener Beckens, welche Quellen als von Karstwasser stammend betrachtet werden können, fassen wir nun die Thermen von Leithaprodersdorf und Deutsch Altenburg ins Auge.

Bei Leithaprodersdorf brechen südlich vom Dorfe, im nördlichen Vorfeld des Leithagebirges lauwarmer Quellen auf, die einen H₂S-Geruch haben. Wir können das Wasser dieser Quellen ebenfalls als von Karstwasser stammend annehmen. Südlich vom Quellengebiet, in der nordwestlichen Ecke des Leithagebirges sind zwischen Wimpassing—Hornstein—Leithaprodersdorf an die Erdoberfläche tretende mesozoische Kalksteine und Dolomite bekannt. Die Temperatur der Quellen ist wechselnd, die wärmsten haben eine Temperatur von 24° C. Im allgemeinen liegt ihre Temperatur aber niedriger. H. KÜPPER nennt 16,4° C. Im Quellgebiet

anstehend oder unter einer dünnen Decke finden sich dunkle Dolomite und Kalksteine, welche A. F. TAUBER, von dem ich bezüglich der Lage dieser Quellen entgegenkommendster Weise Daten erhalten konnte, auf Grund der darin vorgefundenen Crinoidenreste geneigt wäre, zusammen mit den erwähnten Kalksteinen des Leithagebirges, für Ballensteiner Kalke anzusprechen. Das Alter der mesozoischen Kalksteine ist, im Grunde genommen, bei der Frage der Entstehung der Quellen allerdings gleichgültig.

Da die mesozoischen Karbonatgesteine, aus welchen die Quellen entspringen, auch südlich davon im Leithagebirge von der Erdoberfläche bekannt sind, liegt der Gedanke auf der Hand, daß eine Verbindung zwischen ihnen unter der jungen Sedimentdecke besteht. Dies bedeutet aber, daß das im Gebirge in den klüftigen mesozoischen Gesteinen versickernde Niederschlagswasser unter der jungen Sedimentdecke in den Bereich der Thermen, wo die mesozoischen Karbonatgesteine wieder an die Erdoberfläche treten, oder sehr nahe daran reichen, gelangen kann, so daß das in ihnen aufgespeicherte und auf seinem Weg unter der Decke schon etwas angewärmte Wasser an die Oberfläche treten kann. Wie ich von A. F. TAUBER erfuhr, soll nach einer alten Angabe, unmittelbar nördlich vom Quellengebiet „blauer Tegel“ anstehen, in den man bereits bis zu 30 m gebohrt hat. Dies könnte einerseits bedeuten, daß das Quellengebiet der mesozoischen Karbonatgesteine im Norden durch eine Verwerfung abgegrenzt ist, andererseits aber, daß unter dem Tegel der nördlichen abgesunkenen Scholle, wegen der zwischen Dolomit-Kalkstein und dem Tegel bestehenden Abweichung in der Wärmeleitfähigkeit (Dolomit-Kalkstein im Durchschnitt

0,008 cal/cm sec °C, Tegel 0,004 cal/cm sec °C)

eine gewisse Unterströmung möglich erscheint. Der aus dieser Unterströmung stammende Fluxusteil addiert sich mit dem aus dem Gebirge und bringt dadurch die höhere Temperatur der Quellen zustande. Der Austritt der Quellen an der Erdoberfläche wird durch die Sperrwirkung des „blauen Tegels“ bewirkt. Die voneinander abweichende Temperatur der Quellen kann das verschiedentliche Mischverhältnis des kälteren und wärmeren Wassers verursachen. Die abweichende Temperatur nahe aneinander gelegener Quellen ist auch andernorts keine seltene Erscheinung. Die einzelnen Wassergänge stehen nicht immer in enger und unmittelbarer Verbindung; auch die zurückgelegten Wegstrecken können abweichend sein; in einem Wassergang bewegt sich das Wasser rascher als im anderen. Alle diese Umstände können die Temperatur des Wassers beeinflussen; ein einfacher Grundwasserzufluß ist auch

nicht ausgeschlossen. Im Endergebnis kann aber den Grund auch hier ein einheitliches Karstwassersystem bilden, dessen einzelne Teile, schlechter oder besser, aber dennoch verbunden sind.

Es wäre gut, die Gesamtschüttung der Quellen genau zu wissen. A. F. TAUBER schätzt diese auf ungefähr 15 l/sec. Vorausgesetzt, daß die Kalkstein-Dolomitflecken in nicht zu großer Tiefe miteinander zusammenhängen und daß sie auch an den abgedeckten Stellen von obenher Niederschlagswasser erhalten können, versuchen wir die zur Schüttung von 15 l/sec notwendige Größe des Sammelgebietes annähernd festzustellen. Als Grundlage nehmen wir die von HUBERT KESSLER (14) für die Kalkstein-Dolomitgebiete des Transdanubischen Mittelgebirges angegebenen Werte, unter der Annahme, daß die Niederschlags- und Versickerungsverhältnisse an beiden Orten ähnlich sind. So können wir etwa 250 mm/Jahr Versickerung im groben Durchschnitt in Betracht ziehen. Demnach würde die jährliche Versickerungsmenge des Niederschlages 473,040 m³ betragen, und das dieser Menge entsprechende Sammelgebiet betrüge lediglich 1,88 km², also eine durchaus nicht groß zu nennende Fläche.

Wenn wir die auf der alten ungarischen geologischen Karte 1 : 144.000 befindlichen „alten“ Kalkstein-Dolomitflecke auf die im Maßstab 1 : 50.000 hergestellte Karte der Geologischen Bundesanstalt und des Hydrographischen Zentralbüros übertragen, so zeigt sich der auf das Gebiet Lebzelter B. fallende Fleck schon etwa 0,5 km² groß. Ziehen wir dann das Gebiet sämtlicher Ausbisse bei Wimpassing und östlich davon im Leithagebirge in Betracht, und zwar unter der Annahme, daß die verschiedenen Flecke unter der auf der Karte bezeichneten pliozänen und dünn angenommenen Decke im Gebirge zusammenhängen, dann beträgt die Größe dieses Gebietes etwa 4 km². (Siehe auch die Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 500.000.) Zwischen den teils bedeckten mesozoischen Karbonatgesteinen des Gebirges und den im Gebiet der Thermen auftretenden kann eine unmittelbare Verbindung unter den pliozänen oder sonstigen älteren neogenen Bildungen vermutet werden. Die schätzungsweise angegebenen 4 km² bilden sogar — grob genommen — zur Hälfte schon ein genügend großes Sammelgebiet für das Wasser der Thermen, selbst dann, wenn einfaches Grundwasser, welches die Schüttung erhöhen könnte, keinen Zutritt findet. Leider sind mir die Wasserdurchlässigkeitsverhältnisse der am Gebirgsrand bezeichneten Leithakalksteine und Sarmatbildungen und somit deren Rolle in der Wasserspeisungsmöglichkeit der mesozoischen Karbonatgesteine nicht bekannt. Da sowohl die Schüttung wie auch die Temperaturen der Thermen nur ungenau bekannt sind, verzichteten wir auf ein thermisches Flächenrechnen.

Fassen wir nun zum Schluß die Deutsch-Altenburger Thermen ins

Auge. Mit diesen Thermen befaßte sich unlängst H. KÜPPER eingehend (15), im Zusammenhang mit dem in der Nähe geplanten Donaukraftwerk. Die H₂S enthaltende Thermalquelle des Deutsch-Altenburger Bades erscheint an der Berührungslinie der mesozoischen Kalksteine und Dolomite der Hainburger Berge mit den jungen Sedimenten des Wiener Beckens. Das Alter der in Rede stehenden Karbonatgesteine kann noch nicht als geklärt bezeichnet werden. Am verbreitetsten ist die Ansicht, daß es sich um Ballensteiner Kalksteine handelt. Wie schon im Falle der Leithaprodersdorfer Thermen erwähnt, ist im Bezug auf die Entstehungstheorie der Thermen das Alter auch hier unwesentlich. Die Dolomite, aber zum Teil auch die Kalksteine, weisen eine ausgeprägte brekziöse Struktur auf, und die Kalksteine werden von unregelmäßigen, nur zum Teil verheilten Klüften durchsetzt. H. KÜPPER konnte Klüfte nicht nur in einigen angebohrten Kalksteinen feststellen, sondern auch in Steinbrüchen, im obersten Teil der mesozoischen Bildungen. In den Klüften der Steinbrüche fand er auch tortonische Sand-, Lithothamniensandstein- und Tonausfüllungen. Das Vorhandensein von Klüften kann — unserer Meinung nach — anzeigen, daß eine Verkarstung in der Festlandszeit vor der Tortontransgression möglich war. Da nun östlich der Therme Kalkstein-Dolomit an der Oberfläche der Hügel ansteht, kann auch eine Verkarstung in der Gegenwart für möglich gehalten werden, welche mit der bedeckt gebliebenen Oberfläche des präortonischen Karstes offenbar in Verbindung stehen dürfte. Nach H. KÜPPER war von einer Abgrenzung des Tertiärs durch Brüche gegen des Mesozoikums nichts zu beobachten, sondern die Grenzfläche Tertiär-Mesozoikum ist eine sedimentäre Auflagerungsfläche mit einem dichten Abschluß der rauhen Oberfläche der mesozoischen Kalke, welche letztere keine Verwitterungskruste tragen. An dieser Grenzfläche steigen keine H₂S-Wässer auf. Hieraus folgt nach uns aber eines, daß die Kalkstein-Dolomitmasse ein ziemlich abschließendes Sediment bedeckt, in welches aus der Kalkstein-Dolomitunterlage Wasser nur an dem Punkt oder an den Punkten eindringen kann, wo der Abschluß nicht vollkommen ist. Sehr interessant ist jene Beobachtung H. KÜPPERS, daß zwar die mesozoischen Kalke an mehreren Stellen angebohrt wurden, aber, obwohl sie stellenweise stark geklüftet waren, keine H₂S-Wässer führten; man wird sich deshalb vorstellen dürfen, daß die Quellwässer in wohl ausgekleideten Quellkanälen aufsteigen; eine weiträumige Infiltration der klüftigen Kalke durch H₂S-Wasser ist nicht wahrscheinlich. Diese Feststellung H. KÜPPERS vermag den Verdacht erwecken, daß H₂S nicht aus den mesozoischen Kalken in das Wasser gelangt, sondern aus den diese Kalke bedeckenden Tertiärschichten, ja vielleicht sogar auch aus dem Quartärschotter, wohin das

H₂S aus dem Tertiär eintreten kann, bezogen wird. Wenn wir die von ihm mitgeteilten Bohrprofile betrachten, sehen wir, daß H₂S nur in den Bohrabschnitten durch den tertiären Nulliporenkalkstein und im Tertiärtorton erscheint, abgesehen vom Quartärschotter. Der Aufstieg in den wohl ausgekleideten Kanälen — zumindest zum Großteil — erscheint sehr wahrscheinlich. Im Prinzip dürfte der Fall jenen von L. WAAGEN beschriebenen Badener Quellenkanälen ähnlich sein. Stammt aber der H₂S-Gehalt des Wassers aus den jungen Schichten, die das Mesozoikum decken, dann muß diese Schicht irgendwo an diesem Abschnitt mindestens so weit offen sein, daß das Gas in den Quallengang eintreten kann. Die Frage der Herkunft des H₂S und sein Hineingelangen in das Wasser ist — so glauben wir — keine leichte Frage. Wir haben zwar von dem Hineingelangen in das Wasser gesprochen, doch wagen wir, in Anbetracht unserer schwachen Ortskenntnisse hierzu keine weiteren Äußerungen zu geben. Vielleicht bringt die Zukunft die Lösung. Im übrigen interessiert uns in erster Linie nur das Zustandekommen des warmen Wassers.

Wir bemerken, daß im Verlauf der Verkarstung in der Kalkstein-Dolomitmasse auch Wassergänge ausgebildet werden konnten, besonders im Kalkstein, da der Dolomit hierzu weniger geeignet ist. Im Transdanubischen Mittelgebirge, wo der Bergbau an vielen Orten, die an der präeoänen, verkarsteten Oberfläche lagernde, untereoäne Braunkohle abbaut, sind Stellen bekannt, an den man zwar auch auf längere Strecken ohne Wassergefahr im Trias-Dolomit bzw. im Kalkstein Stollen vortreiben kann, dennoch auch mit Wasserversickerungen und aus diesen folgend mit einem einheitlichen Karstwassersystem rechnen muß (16). Die Karbonatgesteine weisen, obzwar sie geklüftet sind, nur solche Sprünge auf, die infolge ihrer Abmessungen oft nur bewegungsunfähige Kapillarwässer enthalten oder nur eine schwache Versickerung zulassen. Man kann sich auch in Deutsch-Altenburg leicht vorstellen, daß nicht jede in die mesozoischen Kalke oder Dolomite eindringende Bohrung ein, zu auffallender Bewegung fähiges Karstwasser findet. Daß in dem ungedeckten Gebirge Wasser, und zwar unserer Meinung nach Karstwasser vorhanden ist, zeigt der Brunnen We 1959, in welchem der Wasserspiegel im Fels mit 141,5 m ü. d. M. angegeben ist und mit welchem nach einem Profil von KÜPPER der Wasserstand der Badetherme von etwa 142 m ü. d. M. praktisch nahezu übereinstimmt. Hieraus dürfte man vielleicht auf ein einheitliches Kommunikationsrohrsystem schließen. Da der Oberflächenhöhepunkt des mit We 1959 bezeichneten Brunnens nur mit ~ +153 m ü. d. M. bezeichnet ist, können wir der Abweichung zwischen den beiden Wasserspiegeln vorläufig keine Bedeutung zumessen.

Die eine Gruppe der Tertiärgesteine besteht nach H. KÜPPER aus Nulli-

porenkalken mit Übergängen zu feinen bis groben Breccien, die andere Gruppe aber aus sandigen bis tonigen Mergelgesteinen. Die an Organismenresten reichen Gesteine, welche unter der Bezeichnung Nulliporenkalke gehen, setzten sich aus dreierlei Komponenten zusammen: 1. Feiner Sand bis grober Schuttdetritus der mesozoischen Kalke und Dolomite, 2. Organische Reste und deren Detritus, 3. Graue Ton- bis Feinstsandkomponenten, welche die Fugen zwischen den organischen und anorganischen Brocken füllen. Für einen Großteil der Nulliporenkalke ist die Bezeichnung als solche richtig; ein Teil wäre besser als dichte Kalkarenite mit organischen und anorganischen Komponenten zu bezeichnen. Außerdem gibt es noch feinsandige und tonige Mergelgesteine, welche von der Berg-Ebenenberührung entfernter — wie dies schon aus dem Profil der Bohrung DA 1 zu folgern ist — unmittelbar auf den mesozoischen Bildungen lagern. Von der Grenze Mesozoikum—junge Sedimentdecke liegt die Bohrung DA 2 etwa 80 m, DA 1 aber etwa 160 m entfernt. Von hier gegen Westen bleiben die Nulliporenbildungen vermutlich aus. Im Sinne dieser wahrscheinlichen Annahme können wir auch hier mit der zwischen der jungen Ton-Mergeldecke und den mesozoischen Kalkstein-Dolomitbildungen sich zeigender Abweichung der Wärmeleitungsfähigkeit und der daraus folgenden Unterströmung rechnen.

H. KÜPPER schreibt ferner: „Das Tertiär ist auf einem deutlich entwickelten prätertiären Relief abgelagert, es ruht auf diesem teils mit tonigen bis porösen Nulliporenkalken, teils aber auch mit sandigen Tonen und Mergeln.“ Kann das prätertiäre Relief nicht, mindestens zum Teil, tertiär, und zwar präorton sein?

Daß die Zusammensetzung einiger, verhältnismäßig nahegelegener Thermen nicht ganz übereinstimmt, können wir mit Beispielen aus Budapest belegen. So können wir als Beispiel die verschiedenen Quellen des Lukas-Bades anführen. Auch die Beschaffenheit und die Menge der gelösten Stoffe hängt beträchtlich vom Weg der Therme ab, aber auch von der Vermischung mit fremdem Wasser, genauer von der Beschaffenheit und Menge dieses fremden Wassers. In Deutsch-Altenburg können wir mit drei Möglichkeiten von Vermischung rechnen. Der Thermengang kann mit dem gewöhnlichen Karstwasser des Gebirges in Verbindung stehen, ferner mit dem Grundwasser des Quartärschotter und durch den Quartärschotter hindurch — zumindest bei hohem Wasserstand der Donau — auch mit Donauwasser. Aus den schönen Profilen KÜPPERS glauben wir herauslesen zu können, daß das Karstwasser der mesozoischen Kalksteine — wenn auch nur auf einem kleinen Abschnitt — aber immerhin in unmittelbarer Verbindung mit dem Wasser der Donau sein kann; denn die Bohrung DA 4 gelangte aus dem Quartär direkt in das Meso-

zoikum. Soferne hier auf der Kalkstein-Dolomitoberfläche irgendwo ein Wassergang sich ins Quartär öffnet, so wird dadurch offensichtlich nicht nur eine Verbindung des Karstwassers mit dem Grundwasser des Quartärs, sondern auch mit dem Donauwasser ermöglicht. Hier halten wir die Anzapfung des Karstwassers des Gebirges durch das Quartär hindurch in Richtung des Donauwassers für möglich. Bei der Bohrung DA 4 liegt die Berührung des Quartärs mit dem Mesozoikum bei etwa 137 m, somit sicher tiefer als der Spiegel der Donau. Es scheint mir ferner, daß das Wasser der Donau irgendwie doch den ungefähr 141,5 m hohen Spiegel des Karstwassers regelt. Die Verbindung mit dem Grundwasser des Quartärs kann man ferner auch bei der Bohrung DA 19 als wahrscheinlich halten. Es würde sich lohnen, im Brunnen We 1959 die Schwankungen des Karstwasserspiegels zu messen und auch das Wasser zu analysieren. Diese beiden Daten könnten zur Klärung der Thermenfrage beitragen. Außer der Feststellung der Auswirkungen, welche die Änderungen des Wasserstandes der Donau auf die Schwankungen des Karstwasserspiegels haben, wäre es auch sehr interessant, wenn über die Wasserspiegelschwankungen der Grundwässer und der Thermen zahlenmäßige Daten in der Literatur zur Verfügung ständen, zwecks möglicher Feststellung der Verbindungen der verschiedenen Wässer: Donauwasser, Grundwasser, Karstwasser, Thermalwasser.

Bezüglich der Schwankungen der Zusammensetzung der Thermenwässer möchte ich die Frage aufwerfen: Ist der bedeutend geringere Chlorgehalt des Hausbrunnens Badgasse 24 gegenüber dem Chlorgehalt der Heilquelle nicht eine Folge der unmittelbaren Hinzumischung von gewöhnlichem Karstwasser? (Vergleiche die Messungen an den Tagen 17. April 1958, 16. Juni 1958, 25. Oktober 1959, an welchen ein Einfluß der Hochwasserstände der Donau nicht in Betracht kommt usw.)

Im Zusammenhang mit dem Bergbau des Transdanubischen Mittelgebirges konnte man beobachten, daß die meisten Wassereinbrüche an Verwerfungen oder Quetschzonen gebunden sind. Nach Feststellung H. KÜPPERS waren bei Deutsch-Altenburg eine Abgrenzung des Tertiärs gegen das Mesozoikum durch Brüche nicht zu beobachten. Unabhängig hievon können dennoch in den mesozoischen Karbonatgesteinen Brüche, Zerquetschungen vorkommen, außerdem können im Verlauf der Verkarstungen, die in den kontinentalen Zeitabschnitten gewiß eingetreten sind, zur Wasserführung geeignete Gänge entstanden sein. Aus den sehr gründlichen Untersuchungen H. KÜPPERS dürfen wir vielleicht den Schluß ziehen, daß an der Grenzfläche Tertiär-Mesozoikum Thermen nur dort auftreten können, wo ein gut entwickelter Wassergang die bedeckte Oberfläche des mesozoischen Kalksteins trifft und auch das deckende Tertiär nicht

wassersperrend ist. Kurz: auf der Kalksteinoberfläche entstehen nicht überall Thermen. Dort, wo in der Kalkstein-Dolomitmasse kein geeigneter Wassergang ist, und das Tertiär gut deckt, kann kein Auftreten von Thermen erwartet werden.

In Bezug auf die Deutsch-Altenburger Thermen können wir feststellen, daß die Kombination aus tonigen, sandigtonigen Gesteinen mit schlechter Wärmeleitung und aus die Wärme gut leitenden Kalkstein-Dolomitgesteinen auch hier vorhanden ist, und zwar in der erwünschten Lagerung: ein an die Erdoberfläche austretendes Kalkstein-Dolomitgebirge erscheint am Rande eines mit jungen Sedimenten ausgefüllten Beckens und sinkt unter die junge Sedimentdecke des Beckens. Die unbedeckten Kalkstein-Dolomitmassen verkarsten an der Erdoberfläche auch in der Gegenwart, an dem zugedeckten Teil aber kann man mit der Verkarstung des Prätorion rechnen. Der zwischen dem Kalkstein-Dolomit und den deckenden, jungen, hauptsächlich sandigen, mergeltonigen Gesteinen anzunehmende Wärmeleitungsfähigkeitsunterschied, Hand in Hand mit dem im offenen Gebirge ständig sich ersetzenden und versickernden kalten Niederschlagswasser, vermag unter der jungen Sedimentdecke eine Unterströmung hervorzurufen und erzeugt dort, wo ein Austreten des rückströmenden Wassers möglich ist, die Thermen. Diese Stellen liegen an der Berührungslinie von Gebirge und junger Sedimentdecke, wo die Sedimentdecke schon dünn ist oder sich vollständig verdünnt, so daß der das Austreten des Wassers zur Erdoberfläche verhindernde Widerstand stellenweise schon behoben wird.

Interessant sind die in den Bohrungen um die Heilquelle gemessenen Temperaturen. In den offenen Gebirgspartien oder unmittelbar an deren Rändern ergaben sich im großen und ganzen niedrigere Temperaturen, als an etwas entfernteren Stellen. Noch weiter entfernt zeigten sich im allgemeinen wieder sinkende Temperaturen. Im Gebirge gibt H. KÜPPER die Wassertemperatur des Brunnens We 1959 mit $14,8^{\circ}$ C an. In der Bohrung DA 19, im Kalkstein, beträgt die Temperatur 14° C. Der Brunnen We 1959 liegt 120 m östlich der Heilquelle, deren Temperatur zwischen 21 bis 28° C schwankt, diese wieder von dem Bohrpunkte DA 19 in einer Entfernung von 110 m gegen Norden. Bezüglich der Gestaltung der Temperatur gibt das zweite Profil der Tafel 26 von H. KÜPPER im großen und ganzen ein besonders anschauliches Bild. Die abweichenden Temperaturen können von der Temperatur der Wässer verschiedenen Ursprungs (Thermalwasser, normales Karstwasser, Donauwasser, Quartärwasser) und von deren Mischungsverhältnissen abhängen.

Betrachten wir schließlich, soweit dies auf Grund der uns zur Verfügung stehenden Daten überhaupt möglich ist, auch die Frage des Wasser-

haushaltes. Nach der gefälligen mündlichen Mitteilung H. KÜPPERS beträgt die Schüttung der Heilquelle weniger als 1 l/sec. Da sich aber Thermalwasser auch anderswo zeigt, müssen wir bezüglich der Menge der bei Deutsch-Altenburg sprießenden Thermalwässer vermutlich mit höheren Werten rechnen. Rechnen wir alternativ mit Schüttungswerten von 1 l/sec und 2 l/sec. Wenn wir nur das auf KÜPPERS Kartenskizze bezeichnete, etwa 0,9 km² umfassende mesozoische Kalkstein-Dolomit-Ausbißgebiet in Betracht ziehen, und — so wie wir es im Falle der Leithaprodersdorfer Therme getan haben — mit einer jährlichen Niederschlagsversickerung von 250 mm rechnen, so beträgt die in das Mesozoikum gelangende jährliche Wassermenge 225.000 m³. Im Falle einer Thermalwasserergiebigkeit von 1 l/sec beträgt die Menge des durch die Quellen und teilweise im Grundwasser versickernden Thermalwassers 31,621 m³/Jahr, was nur ein Siebentel des versickernden Wassers ausmacht. Im Falle einer Thermalwasserschüttung von 2 l/sec beträgt aber die Menge des Thermalwassers das Doppelte des obigen Wertes, d. h. 63,242 m³/Jahr, also nur etwas mehr als ein Drittel der angenommenen versickerten Wassermenge. Somit kann die Frage des Ersatzes der Thermalwässer aus versickerndem Karstwasser als durchaus möglich betrachtet werden. Wenn wir im Bereich der Deutsch-Altenburger Thermen das jährlich versickernde Karstwasser, also 225.000 m³ zur Gänze als zur Oberfläche tretend annehmen, so erhalten wir eine Gesamtwasserschüttung von 7,1 l/sec, was auch kein allzu großer Wert ist. Da sowohl der Wert der gesamten Schüttung der Thermalwässer, wie auch die Temperaturen derselben nur ungenau bekannt sind, darum konnten wir bloß eine ganz grobe thermische Rechnung durchführen. Im Falle einer Schüttung von 1 l/sec und einer Temperatur von 22° C, weiter mit der Annahme, daß der Wert des Wärmestromes der Erde in Deutsch-Altenburg $1,3 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec ausmacht und die Warmwässer den ganzen Fluxus aufnehmen, ferner daß die Jahresmitteltemperatur 10° C beträgt, könnte man T₁ für 0,92 km² berechnen. Wenn man aber eine Gesamtschüttung von 2 l/sec zu Grunde legt, so bekommt man auf die zweifache Größe des vorigen Wertes, also auf 1,84 km².

Es ist interessant, daß die Schüttungen der Thermen am Westrand des Inneralpinen Wiener Becken verhältnismäßig sehr groß sind, während die Wasserergiebigkeiten der Thermen am Ostrand unverhältnismäßig geringer ausfallen. So beträgt die Schüttung der Badener Thermen mindestens 50 l/sec, jener von Vöslau ca. 36 l/sec nach den vorliegenden Angaben. F. KARRER gibt für die Quellen von Fischau eine Schüttung von 257 bis 398 l/sec, für die von Brunn 33 bis 72 l/sec an (5). Demgegenüber dürfte die Schüttung der Leithaprodersdorfer Thermen nur 15 l/sec und jene von Deutsch-Altenburg 1 bis 2 l/sec betragen. Die Unterschiede in

den Schüttungsmengen können wir in erster Linie mit den verschiedenen Größen der die Thermen versorgenden Karstwassersammelgebiete in Zusammenhang bringen. Ein größeres Sammelgebiet liefert offenbar eine größere Schüttung, ein kleineres eine geringere. Am Westrand der Kalkalpen kann man mit einem weit größeren Sammelgebiet rechnen, als in den kleinen Kalkstein-Dolomitflecken des Leithagebirges oder der Hainburger Berge.

Betrachten wir noch zwei, für den westlichen Teil des Wiener Beckens entworfene Profile. Das erste ist ein Profil H. KÜPPERS (Profil durch den Westrand des Wiener Beckens in der Arbeit 3, Tafel VIII), welches durch das Gaadener Becken, das Bruchsystem der Thermenlinie, den Eichkogel, die Achauer Hochscholle und den Leopoldsdorfer Bruch führt. Das zweite Profil ist von R. JANOSCHEK (17), welches ebenfalls vom westlichen Teil des Beckens angefertigt wurde und das Bruchsystem der Thermenlinie schneidend durch die Struktur der Hochscholle von Oberlaa führt, welche letztere — wie bekannt — eine mit der Achauer Hochscholle zusammenhängende Einheit bildet, dann weiterführend den Leopoldsdorfer Bruch (Bruchsystem) ebenfalls schneidend bis zum Leithagebirge läuft. In beiden Profilen ändert die bedeckte Oberfläche des kalkalpinen Sockels die am Rande der Kalkalpen nach Osten gerichtete Neigung im tiefsten Teil der von R. JANOSCHEK Vösendorfer Mulde getauften Mulde in die gegengesetzte Richtung. Eine Unterströmung ist — nach unserer Meinung — nur bis zur Linie der Umkehrung möglich. Darüber hinaus müssen wir schon mit einem anderen Wasserhaushalt rechnen, mit dem Wasser, das in den Sedimenten des Beckens samt deren Sockel eingeschlossen ist. In der Unterströmung und in der Rückströmung in Richtung des Bruchsystems der Thermenlinie nimmt das von der vorher genannten Scheidelinie nach Osten liegende Wasser, unserer Meinung nach keinen (mindestens keinen wesentlichen) Anteil mehr. Die tiefste Linie der Vösendorfer Mulde liegt im Profil von H. Küpper etwa bei 750 m, in jenem von Janoschek etwa bei 1200 m unter der Oberfläche des Beckens. Das erste Profil verläuft über Mödling, das zweite einige Kilometer weiter im Norden über Liesing. Die Tiefenlinie der Mulde liegt im Mödlinger Profil etwa $4\frac{1}{2}$ km vom Rande der Kalkalpen, im Liesinger hingegen etwa $5\frac{1}{2}$ km. Diese Werte geben wahrscheinlich gleichzeitig die Länge der Unterströmung an.

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

Literaturverzeichnis

1. D o s c h, F.: Färbeversuch Hochschneeberg 1955. Gas, Wasser, Wärme 1956. 10. 1. und 2. Heft. Sonderabdruck 1—12.
2. K ü p p e r, H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. (Mit Beiträgen von A. Papp und E. J. Zirkl.) Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, 1950. 94. 41—60.
3. — Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. Geologischer Führer zu den Exkursionen. Verh. d. geol. Bundesanstalt. Sonderheft A. 1950—51. 22—25.
4. — Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt 1954. 97. 161—210.
5. K a r r e r, F.: Geologie der Kaiser-Franz-Josef-Hochquellen-Wasserleitung. Abh. d. geol. Reichsanstalt. 1877. 9. 1—418.
6. S p e n g l e r, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. 1951. 302—413.
7. A j t a y, Z.: Karsztvizveszélyes mélybányászat geotermikus viszonyainak vizsgálata. Bányászati Lapok. 1959. 14 (92). 658—663. — Prüfung der geothermischen Verhältnisse im karstwassergefährdeten Tiefbau.
8. — A triász-dolomit hidrológiai viszonyai, különös tekintettel a víznyerésre és vízleadásra. MTA Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei. 1953. 8. 43—50.
9. W a a g e n, L.: Die Thermalquellen der Stadt Baden in Niederösterreich. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1914. 22. 84—97.
10. S t i n i, J.: Zur Kenntnis der Herkunft der Badener Heilquellen. Skizzen zum Anlitz der Erde. Kober Festschrift. Wien 1953. p. 315—322.
11. V e n d e l, M. — K i s h á z i, P.: Beziehungen zwischen Karstwässern und Thermen auf Grund der beobachteten Verhältnisse im Transdanubisch Mittelgebirge. Im Druck.
12. F r i e d l, K.: Geologische Karte des Inner- und Außeralpiner Wiener Beckens. 1957.
13. Ü b e r s i c h t s k a r t e der Grundwasserverhältnisse im südlichen Wiener Becken. Entwurf: Geologische Bundesanstalt und hydrographisches Zentralbüro.
14. M a g y a r o r s z á g vizkészlete. I. Mennyiségi számbavétel 1954. Ungarns Wasservorrat. I.
15. K ü p p e r, H.: Geologie der Heilquelle Deutsch-Altenburg (N.-Ö.). Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt. 1961. 104. 351—358. Mit Beiträgen von W. Prodinge r u. R. Weinhandel.
16. S z é k e l y, L.: Adatok a dorogi szénmedence — 200 m szint alatti karsztvizjáratainak eltömödési kérdéséhez. Bány Lapok. 1953. 8. (86) 87—91. Daten bezüglich der Verstopfung der Karstwassergänge unter — 200-Meter-Niveau in dem Kohlenbecken von Dorog. Deutsches Resumé.
17. J a n o s c h e k, R.: Das Inneralpine Wiener Becken (In Geologie von Österreich) 1951. 525—693.
18. F r i e d r i c h, W.: Das Klima Badens. Rheuma-Heilbad Baden bei Wien. 6—7.
19. S c h e f f e r, V.: A geotermikus mélységlépcső regionális értékei a Kárpát-medencék területén. (Handschrift.)
Die regionalen Werte der geothermischen Tiefentreppe auf dem Gebiet der Karpatbecken.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 18. Jänner 1963.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1962

Band/Volume: [55](#)

Autor(en)/Author(s): Vendel Miklos

Artikel/Article: [Zur Entstehung der Thermen des Wiener Beckens. 183-207](#)