



MITTEILUNGEN

DER ABTEILUNG
FÜR GEOLOGIE
PALÄONTOLOGIE
UND BERGBAU

AM LANDESMUSEUM
JOANNEUM

SCHRIFTLEITUNG:
DOZ. DR. WALTER GRAF

Die in Klammern angegebenen Seitenzahlen beziehen sich auf das „Jahrbuch der naturwissenschaftlichen Abteilungen am Joanneum in Graz“, das von der Steiermärkischen Landesbibliothek herausgegeben wird.

Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie

von Franz WEBER

Mit 26 Beilagen

Herrn Professor Dr. Walther E. PETRASCHECK zum 70. Geburtstag gewidmet.

Für Form und Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich. Im Selbstverlag der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz. — Druck: Styria, Ederbastei 3, A-8750 Judenburg.

Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie

von Franz WEBER

Mit 26 Beilagen

Einleitung

Die Anwendung geophysikalischer Aufschlußverfahren ist heute eine wesentliche Voraussetzung für ein gezieltes Aufschlußprogramm auf nutzbare Mineralien. Auch bei hydro- und ingenieurgeologischen Problemen leistet die Geophysik wertvolle Hilfestellung. Ein weites und vielversprechendes Betätigungsgebiet eröffnet sich jedoch für die Allgemeine und Angewandte Geophysik bei der Anwendung auf rein geologische — vor allem tektonische — Fragestellungen. Der Bogen spannt sich von Problemen des Tiefbaus der Erdkruste bis zur Untersuchung von aufschlußlosen Gebieten, wo die Geophysik die Fortsetzung und Ergänzung der geologischen Kartierung mit anderen Mitteln darstellt. Wie variabel die Resultate in den einzelnen Anwendungsbereichen auch sein mögen, ein wesentlicher Vorteil der Geophysik dürfte nicht zuletzt darin liegen, daß dadurch die Zahl der möglichen geologischen Lösungen stark eingeschränkt wird.

In diesem Sinne ist die vorliegende Arbeit nicht nur als Sammlung von „case histories“ gedacht, sondern als Beitrag zur realistischen Abschätzung der Möglichkeiten, die die Angewandte Geophysik bei verschiedenen geologischen Problemen bieten kann. Dem Gesichtspunkt der Übertragbarkeit der erzielten Resultate auf einen über das jeweilige Meßgebiet hinausgehenden Raum oder auf Gebiete mit ähnlichen geologischen Verhältnissen wurde nach Möglichkeit Rechnung zu tragen versucht. Dabei ergibt sich auch ein Überblick über die einschlägige Tätigkeit des seit dem Jahre 1965 bestehenden Instituts bis etwa 1972, wobei für die meisten Projekte nunmehr auch eine Ergänzung und Kontrolle durch nachfolgende Tiefenaufschlüsse gegeben ist. Daß bei der Arbeitsrichtung anscheinend Feldmessungen gegenüber Laboruntersuchungen dominieren, ist nicht zuletzt eine Folge von äußeren Umständen (vor allem räumliche, instrumentelle und finanzielle Schwierigkeiten), wobei erst durch die 1970 erfolgte Übersiedlung in ein neues Institutsgebäude eine Vervollständigung des Arbeitsgebietes möglich war.

Die nach relativ kurzer Anlaufzeit erfolgte Aufnahme der praktischen Tätigkeit und der breit gestreute Einsatz wäre nicht möglich gewesen ohne die tatkräftige Unterstützung durch meine Mitarbeiter, Fachkollegen, staatliche Institutionen

und Firmen. Es ist mir daher eine angenehme Pflicht, zunächst meinen wissenschaftlichen Mitarbeitern, Herrn Dipl.-Ing. Dr. H. MAURITSCH und Dipl.-Ing. Dr. H. JANSCHEK (ab 1971 HTL Ferlach) für ihren bewährten Einsatz besonders in der schwierigen Aufbauphase des Instituts herzlich zu danken. Ebenso darf ich Herrn Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK bestens danken für die gastfreundliche Aufnahme der Geophysik im Geologischen Institut und für die verständnisvolle Zusammenarbeit.

Weiters danke ich dem Direktorium der Österreichischen Nationalbank für eine Subvention aus dem Jubiläumsfonds und dem Fachverband der Bergwerke und eisenerzeugenden Industrie für die Subventionierung von montangeophysikalischen Arbeiten. Der Österreichischen Mineralölverwaltungs-AG, insbesondere Herrn Dir. Dipl.-Ing. Dr. L. MACKOWSKI, und der Rohölaufsuchungs-GmbH, besonders Herrn Dir. Dr. R. JANOSCHEK und Dir. Dr. K. KOLLMANN, bin ich für die Überlassung von Instrumenten und Unterlagen zu größtem Dank verpflichtet.

Für die gute Zusammenarbeit und die Genehmigung zur Veröffentlichung darf ich den Auftraggebern der einzelnen Projekte bestens danken, nämlich:

Amt der Steiermärkischen Landesregierung (Referat für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, Leiter: W. Hofrat Dipl.-Ing. Dr. L. BERNHART)

Geologische Bundesanstalt, insbesondere dem seinerzeitigen Direktor, Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft (Ministerialrat Dipl.-Ing. H. DOHLHOFER)

Amt der Salzburger Landesregierung, Abt. Autobahnen (W. Hofrat Dipl.-Ing. K. PODLESAK)

Magistrat der Stadt Wien, Herrn Senatsrat Dipl.-Ing. A. DÖLLERL

Bleiberger Bergwerks-Union AG, besonders Herrn Prof. Dr. L. KOSTELKA

Tauernautobahn AG / Salzburg, Steiermärkische Elektrizitäts- und Wasserkraft-AG, Verbundplangesellschaft / Wien, Gemeinschaftskraftwerk Tullnerfeld GmbH, Grazer Stadtwerke, Salzburger Stadtwerke, Salzburger AG für Elektrizitätswirtschaft, Gipsbergbau Preinsfeld GmbH.

Für die fachliche Unterstützung bei der Planung und Interpretation darf ich danken: Dr. H. BRANDECKER, Prof. Dr. Ch. EXNER, Baurat Dr. E. FABIANI, Prof. Dr. H. FLÜGEL, Dr. E. HEHENWARTER, Dr. H. HÄUSLER, Dr. H. HOLZER, Hofrat Prof. Dr. F. KAHLER, Dr. A. KRÖLL, Dr. G. MÜLLER, Prof. Dr. A. PAHR, Dr. E. STEIGER, Prof. Dr. A. THURNER (†), Baurat Dr. H. ZETINIGG.

Für ihren Einsatz bei der Durchführung der Feldmessungen danke ich den Herren F. HAME, F. RECKBER, Ing. J. ATZMÜLLER.

1. Hydrogeologie

Die Anwendung geophysikalischer Verfahren zur Auffindung wasserführender Formationen beruht darauf, daß diese sich mindestens in einem physikalischen Parameter (Dichte, Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen,

Schichten wesentlich größere Schwankungen aufweist, als etwa die elastischen Eigenschaften. Auch bildet das Äquivalenzprinzip eine wichtige Schranke, wonach verschiedene Widerstands- und Mächtigkeitsverhältnisse bei einem Mehrschichtfall identische Sondierungskurven liefern können.

Im Normalfall eines Grundwasserfeldes, dessen Grundwasserkörper genügend mächtig ist, lässt sich ein geoelektrischer 4-Schichtfall erkennen. Ein geringmächtiger q_1 -Horizont entspricht oft dem V_1 -Horizont der Refraktionsseismik, weist allerdings starke Streuungen in den elektrischen Widerständen auf (Größenordnung Zehner bis Hunderte Ohm. m). Darunter folgt der q_2 -Horizont, der den trockenen, über dem Grundwasserspiegel befindlichen quartären Schichten entspricht, wobei stets hohe Widerstände (mehrere 1000 Ohm. m) vorherrschen. Die grundwasserführenden Schotter und Sande (q_3 -Horizont) weisen dagegen bedeutend niedrigere Widerstände (bis mehrere 100 Ohm. m) auf. Niedrigere Werte im q_2 - und q_3 -Horizont treten dann auf, wenn der Schotterkomplex ein schluffig-lehmiges Bindemittel enthält. Bezuglich des den Untergrund bildenden q_4 -Horizonts sind vor allem 2 Fälle hervorzuheben, die für die Interpretation bedeutende Unterschiede aufweisen: der q_4 -Horizont besteht aus hochohmigem Gestein (Karbonatgestein, Kristallin) oder aus niederohmigen Schichten (Tone und Mergel). Ersterer Fall ist der für die Interpretation günstigere, wobei sich markante Sondierungskurven mit stets ansteigendem q_4 -Ast ergeben. Schwieriger ist meist der Fall des gut leitenden Untergrunds auszuwerten, da hier die Grenze q_3 -Horizont/ q_4 -Horizont geoelektrisch oft nicht zum Ausdruck kommt, wodurch ein 3-Schichtfall vorgetäuscht wird. Es lässt sich der grundwasserführende Schotter nur dann mit Sicherheit auf der Sondierungskurve abtrennen, wenn seine Mächtigkeit wesentlich größer als die des Hangenden ist. Die Aussage der geoelektrischen Tiefensorierungen wird in jedem Fall beträchtlich erhöht, wenn im Untersuchungsgebiet wenigstens eine Bohrung oder ein Brunnen mit bekanntem geologischem Profil vorhanden ist.

1.1. Refraktionsseismische Messungen in der Murebene zwischen St. Michael und Kraubath

In den Jahren 1966 und 1970, 1971 wurden in der Murebene zwischen St. Michael und Kraubath sowie im Unterlauf des Liesingtales refraktionsseismische Messungen ausgeführt, die zunächst eine rein hydrogeologische Zielsetzung hatten; später konnte jedoch durch zusätzliche Weitauftstellungen — daher auch größere Eindringtiefen — ein Einblick in den Bau des tieferen Untergrunds, insbesondere der Tertiärvorkommen dieses Gebiets, gewonnen werden (Beilage 2). Geologische Untersuchungen in Verbindung mit mehreren Bohrungen erleichterten die Interpretation der seismischen Ergebnisse. Die refraktionsseismischen Laufzeitkurven zeigen das im Murtal übliche Bild eines seismischen Mehrschichtfalls, wobei sich Komplikationen nur im Raum von St. Michael ergeben, wo das Tertiär stellenweise geschwindigkeitsmäßig nicht von grundwasserführendem Quartär zu trennen ist. Eine markante Tiefenrinne, die in den präquartären Untergrund eingeschnitten ist, konnte im ganzen Meßgebiet nachgewiesen werden. Diese beginnt an der Engstelle der Mur E St. Michael,

spezifischer elektrischer Widerstand, Wärmeleitfähigkeit) vom Hangenden und Liegenden unterscheiden. Für die Praxis am wichtigsten haben sich hierbei die **Geoelektrik**, besonders die Widerstandsverfahren und die **Refraktionsseismik** erwiesen. Für gravimetrische und magnetische Messungen ergeben sich bei hydrogeologischen Fragen nur unter günstigen Voraussetzungen fallweise Anwendungsmöglichkeiten. Dagegen können **geothermische** Messungen bei der Lösung von Detailfragen von Nutzen sein.

Die Untersuchung jener Grundwasservorkommen, die an die Schotterkörper in Flußtälern gebunden sind, ergab in seismischer Hinsicht charakteristische gemeinsame Merkmale. Im „Normalfall“ eines solchen Grundwasservorkommens kann dieses bei refraktionsseismischen Messungen durch einen 4-Schichtfall wiedergegeben werden. Der meist geringmächtige V_1 -Horizont besteht aus der Humusschicht, lockeren sandig-schluffigen Sedimenten sowie Aulehm. Wegen der guten Filterwirkung bildet dieser Horizont, dessen Geschwindigkeiten stets niedrig sind ($V_1 = 250$ — 500 m/sec), die schützende Deckschichte des Grundwasservorkommens. Der V_2 -Horizont entspricht den trockenen Schottern und ist durch Geschwindigkeiten von 600 — 900 m/sec charakterisiert. Der V_3 -Horizont ist mit der Hauptmasse der grundwasserführenden Schotter zu parallelisieren, wobei die Geschwindigkeiten zwischen 1400 — 2200 m/sec variieren. Bei geringer Quartärmächtigkeit (im Verhältnis zum Geophonabstand) lassen sich allerdings V_2 - und V_3 -Horizont auf den Laufzeitkurven nicht mehr trennen. Ebenso kann der V_2 - oder V_3 -Horizont — falls seine Mächtigkeit in Relation zum Hangenden bzw. Liegenden einen bestimmten kritischen Wert unterschreitet — nicht mehr unterschieden werden und es wird dann ein Laufzeitkurvenast mit einer variierenden mittleren Geschwindigkeit beobachtet. Wichtig ist jedenfalls die Feststellung, daß aus den Durchschnittsgeschwindigkeiten auf das Vorhandensein von Grundwasser in einem Schotterkörper geschlossen werden kann, wobei allerdings der Grundwasserspiegel seismisch nicht immer klar zum Ausdruck kommt. Dagegen ist die Grenze gegen den die Grundwasserohole bildenden V_4 -Horizont in der Regel scharf. Dies ist besonders dann der Fall, wenn dieser aus einem konsolidierten Hartgestein (Schiefer, Sandstein, Kalk, Dolomit, Kristallin) besteht, da dann ein guter Geschwindigkeitskontrast existiert. Schwierigkeiten können sich nach den bisherigen Erfahrungen ergeben, wenn der Untergrund aus jungtertiären Tonen besteht, da deren Geschwindigkeit sich im Bereich um 2000 m/sec mit den grundwasserführenden Schottern teilweise überlappt. Die wichtigste Aufgabe der refraktionsseismischen Messungen besteht jedenfalls in der genauen Ermittlung der Schottermächtigkeiten und des Reliefs des Beckenuntergrundes. Diese Daten bilden die Grundlage, um günstige Lokationen für Wassererschließungsbohrungen und Brunnen ausfindig zu machen. Die positiven Erfahrungen bei der Lösung dieser Fragen lassen die Refraktionsseismik als Standardmethode bei der Erschließung von Grundwasservorkommen in Flußtälern erscheinen (Bl. 1).

Wesentlich schwieriger ist die Frage zu beantworten, generelle Aussagen hinsichtlich der geoelektrischen Verhältnisse der erwähnten Grundwasservorkommen zu machen, was unter anderem damit zusammenhängt, daß die grundlegende Meßgröße, der spezifische elektrische Widerstand, in den einzelnen

streicht sodann annähernd in westlicher Richtung weiter, wobei sie sich in der weiten Murebene, in der der Untergrund aus weichen tertiären Schichten besteht, beträchtlich verbreitert, um sodann nach Einschwenken in eine W-SW-Streichrichtung bei Kaisersberg wieder schmäler zu werden. Bis St. Stefan streicht die Achsenrichtung fast genau N-S, um westlich des Orts in eine südwestliche Streichrichtung überzugehen. Das Relief wird weiters von mehreren Untergrundsrücken bestimmt, die sich vom Beckenrand unter die Quartärbedeckung hineinziehen, wobei besonders hydrogeologisch bedeutungsvoll ein Sporn der Niederterrasse bei St. Michael sein dürfte, da dieser das Grundwasser des Liesingtals von der Murebene trennt. Die größten Quartärmächtigkeiten finden sich im Bereich der Tiefenrinne, wobei diese im Raum von St. Michael ca. 37 m betragen, während im Gebiet W St. Stefan nach der Seismik Mächtigkeitswerte von mehr als 40 m zu erwarten sind. Bemerkenswert ist auch der Umstand, daß der Abfall der Achse der Tiefenrinne nicht gleichmäßig von SW nach NE zu erfolgt, sondern diese mehrere flache Queraufwölbungen aufweist sowie an drei Stellen auch Übertiefungen, deren Bedeutung und Entstehung derzeit noch nicht ganz geklärt sind.

Bezüglich der Verbreitung und des Baus des Tertiärs konnten durch die Seismik wesentliche Beiträge geliefert werden. Das Kriterium bildet dabei die Geschwindigkeit des aus Tonen und Sanden bestehenden Tertiärs von 2200 bis 2900 m/sec, wodurch es sich von den wesentlich höheren Kristallingeschwindigkeiten und den in der Regel niedrigeren Geschwindigkeiten der grundwasserführenden Sande und Schotter unterscheidet (Beilage 3). Der vom Unterlauf des Lobmingtals auf der geologischen Karte nach NE ziehende schmale Streifen von Tertiär dürfte unter die Niederterrasse bei St. Michael hineinziehen und unter beträchtlicher Verschmälerung im Bereich des Eisenbahndreiecks enden. Der Ausläufer dieses Vorkommens reicht bis in den Raum NE Kaisersberg. Die Mächtigkeit des Tertiärs konnte im Raum von St. Michael nicht ermittelt werden. Besser bekannt ist das Tertiär des Raums Kraubath-St. Stefan. Dieser wird durch einen NE-SW streichenden Bruch in zwei Abschnitte getrennt, wobei dieser mit der von A. THURNER angenommenen Störung identisch ist, die von diesem Autor vom Leisingtal über das Murtal zum Sattel S Kamsberg verlaufend angenommen wurde. Die nordwestliche Scholle ist dabei die abgesenkte, wobei die maximale Sprunghöhe mehr als 80 m beträgt. Auf der Tiefscholle dieses Bruchs erstreckt sich ca. 500 m W St. Stefan eine langgestreckte Mulde, die gegen NE zu aushebt, während ihre Achse gegen SW hin im Raum Kraubath abfällt. Ca. 1,4 km SW St. Stefan wird diese Mulde durch eine zum Bruch ansteigende Queraufwölbung unterbrochen. Auf der Hochscholle erreicht das Tertiär höchstens Mächtigkeit von ca. 30 m, wobei es im Raum von Niederndorf anscheinend zur Gänze fehlt. E Kraubath zeigt die Strukturkarte mehrere Komplikationen, wobei der Hauptbruch möglicherweise gegen SE versetzt ist. Weiters tritt hier eine zum Hauptbruch annähernd senkrecht verlaufende Querstörung auf, wobei der Südflügel der abgesunkene ist. Durch einen spitzwinkeligen Schnitt zwischen dem seismischen Profil und den Brüchen ergeben sich Komplikationen, da Einsätze von der Hochscholle und der Tiefscholle auf einem Abschnitt aufgenommen werden können. Unklar sind derzeit noch die nordwestliche Begrenzung des Tertiärvorkommens und vor allem die Frage, ob das

Tertiär hier bruchlos gegen NW ansteigt oder von einer Störung begrenzt wird. Messungen sind in diesem Bereich jedoch aus Geländebrüden (Bahn, Straße) kaum durchzuführen. Die Geschwindigkeiten des Kristallins zeigen gewisse Regelmäßigkeiten, die sicher auf geologische Ursachen zurückzuführen sind, wenn auch eine Deutung im Einzelfall nicht immer möglich ist. Im Raum Kraubath-St. Stefan zeichnen sich mehrere Geschwindigkeitsmaxima mit Werten von über 4000 m/sec ab, die den Granitgneisen entsprechen dürften. Das Streichen der Isogeschwindigkeitslinien ist generell NE-SW, also im wesentlichen parallel zum Streichen der tektonischen Elemente. Bemerkenswert ist eine anscheinend generelle Abnahme der Geschwindigkeiten in nordwestlicher Richtung. Auffallend ist weiters ein Geschwindigkeitsminimum mit Werten bis 3200 m/sec herab, das auf der Hochscholle der Störung bei Niederndorf auftritt und möglicherweise als eine stärkere Gesteinsauflockerung im Gefolge des Bruches zu deuten sein dürfte. Eine weitere Zone niedrigerer Kristallingeschwindigkeiten (3400 m/sec) erstreckt sich im Bereich der Mur ESE Kraubath. Es dürfte sich hierbei um die meist grobkörnigen Gneise handeln, die am Hang weiter E anstehen. Im Raum von St. Michael wurden in den Bereichen, wo der Untergrund mit Sicherheit aus Gneisgraniten besteht, durchwegs hohe Geschwindigkeiten in diesen Gesteinen von 4500 m/sec, teilweise bis 5500 m/sec gemessen. Die Gesteine der Grauwackenzone im Unterlauf des Liesingtales zeigen dagegen beträchtlich geringere Geschwindigkeitswerte unter 4000 m/sec.

1.2. Refraktionsseismische Messungen im Murtal zwischen Frohnleiten und Eggenfeld

In den Jahren 1966—1968 wurden in der Murebene im Raum zwischen Rabenstein S Frohnleiten bis Eggenfeld im Detail refraktionsseismische Messungen ausgeführt. Der Zweck der Untersuchungen war zwar ein rein hydrologischer, nämlich günstige Ansatzpunkte für Horizontalfilterbrunnen zu erhalten, doch ließen sich daraus auch bedeutungsvolle geologische Ergebnisse für das Grazer Paläozoikum und die Quartärgeologie des Murtals ableiten. Während der Abschnitt von Peggau bis Friesach durch zahlreiche Bohrungen getestet ist, wobei sich meist gute Übereinstimmung mit der Geophysik zeigte, fehlen im Gebiet nördlich der Badlwand derzeit noch entsprechende Tiefenaufschlüsse.

Im Meßgebiet Rabenstein ist eine Tiefe Rinne ausgebildet, in der der paläozoische Untergrund im N von 396 m Sh. bis zum Kuglsteintunnel auf 382 m Sh. absinkt, wobei sich die Rinne im S canyonartig verschmälert (Beilage 4). Eine Beziehung zum heutigen Flussverlauf ist nicht gegeben, es zeigten sich jedoch insoferne Zusammenhänge mit der Lithologie der dem Schotterfeld angrenzenden Schichtglieder, als sich die Dolomite, der Schöckelkalk und Krinoidenkalk häufig durch Schwellen und seitlich hereinragende Sporne bemerkbar machen, während die weicheren Grünschiefer mehr zur Bildung von Eimuldungen neigen. Auf Grund der seismischen Geschwindigkeiten können die einzelnen Schichtglieder auch unter der Quartärbedeckung durchverfolgt werden. Es kann als sicher gelten, daß die breite Grünschieferzone, die sich nach H. FLÜGEL (1960) südlich Rabenstein erstreckt, über den größten Teil der Ebene nach E hinzieht. Auch die zweite große Grünschieferzone W von Murhof scheint sich sehr weit nach N und E unter den Schottern zu erstrecken.

Ein interessantes Ergebnis zeigt nun ein Vergleich der Tiefenlage der Tiefenrinne beiderseits der Badlwand: während nördlich derselben unweit von dem Eintritt in die Schlucht ein Wert von ca. 382 m Sh. gemessen wurde, liegt dieser nördlich Peggau anscheinend kaum tiefer. Es ist daher wahrscheinlich, daß in diesem Abschnitt Karstphänomene am Verlauf der Mur maßgeblich beteiligt sind. Die Tiefenrinne selbst folgt sodann bis Eggenfeld zwar generell dem Talverlauf, nicht jedoch dem heutigen Flußverlauf, und sinkt bis zur Südgrenze bei der Eggenfelder Enge bis auf ca. 360 m Sh. ab. Dieses Absinken der Achse erfolgt jedoch ungleichmäßig, wobei mehrere Querschwellen, die aus der Rinne ca. 3 m hoch heraufragen, noch näher untersucht werden müßten. Die größten Schottermächtigkeiten von rund 30 m fanden sich in einem stark verbreiterten Teil der Einmuldung bei Friesach.

Aus den Geschwindigkeitsspektren der einzelnen *paläozoischen* Schichtglieder (Dolomite 5000 m/sec und darüber, Schöckelkalk und Krinoidenkalk 4500—5000 m/sec, Grünschiefer 3500—4000 m/sec, Phyllite 3200—3700 m/sec) ergibt sich, daß zwischen den Karbonatgesteinen und den Grünschiefern und Phylliten ein erheblicher Geschwindigkeitskontrast besteht. Es kann daher die Refraktionsseismik im Grazer Paläozoikum überall dort zur Lösung struktureller Probleme, insbesondere zum Nachweis von Brüchen herangezogen werden, wo ein Kalk oder Dolomit als Hauptrefraktor (seismischer Leithorizont) von einem der erwähnten anderen Schichtglieder überlagert wird oder angrenzt.

Im Gebiet Peggau/Klein-Stübing herrscht in der Murebene die Tonschieferserie vor, die bei Friesach als Schuppe sich weit nach S in die Dolomit-Sandsteinstufe einschiebt.

Die seismischen Ergebnisse weisen in Verbindung mit den Bohrdaten auf einen komplexen Bau des Paläozoikums im Bereich der Murebene hin, dessen Verknüpfung mit den geologischen Verhältnissen an den Talflanken eine bestehende Lücke schließt.

Quartärgeologisch verwertbare Ergebnisse lassen sich aus den Geschwindigkeiten der Schotter, der Art der Auflagerung auf dem präquartären Untergrund sowie der Mächtigkeit der darüberliegenden Verwitterungsschicht erzielen.

Die Würmterrassen sind nach der Seismik charakterisiert durch einheitliche Geschwindigkeiten von 800—1000 m/sec, die weithin konstant sind, wodurch sie sich vom Hangschutt unterscheiden. Dem morphologischen Terrassenrand entspricht nur stellenweise eine Stufe im Untergrund, z. B. bei Friesach. Weiters zeigt die Würmterrasse eine meist größere Mächtigkeit der überlagernden Verwitterungsschicht als die anderen höher gelegenen Hangteile.

Mit gleicher Zielsetzung wie das Murtal wurde auch das *Übelbachtal* im Abschnitt Deutschfeistritz — Zotoll refraktionsseismisch vermessen (H. JANSCHEK, 1969). Diese Untersuchungen zeigten typisch die Problematik eines Schotterkörpers mit geringmächtigem Grundwasser; hierbei kommt nämlich der grundwasserführende Schotter ab einer von den Geschwindigkeitsverhältnissen abhängigen kritischen Mächtigkeit in den Laufzeitkurven nicht mehr zum Ausdruck, wodurch sich dann Fehler in der Tiefenberechnung des Liegenden ergeben können. Im Übelbachtal zeigte der Schotterkörper eine Durchschnittsgeschwindigkeit von nur 800 m/sec. Die Quartärmächtigkeiten lagen unter 20 m,

wobei der Untergrund zwar eine gewisse Asymmetrie der Tiefenlinien, aber keine markante Einmuldung wie im Murtal aufweist. Die Geschwindigkeiten des Paläozoikums liegen zwischen 3700—4600 m/sec und zeigen in ihrer Verteilung eine deutliche Korrelation mit den am Talrand anstehenden Schichtgliedern.

1.3. Refraktionsseismik — Geoelektrik Straßgang — Puntigam

Nachdem im Jahre 1968 auf dem Gelände der Brauerei Puntigam eine Tiefbohrung niedergebracht wurde, die Thermalwasser erschloß (geologische Bearbeitung Prof. Dr. A. THURNER), wurden im Jahre 1969/1970 eine refraktionsseismische Linie von Straßgang bis zur Mur geschossen und ergänzende geoelektrische Tiefensorondierungen ausgeführt. Die daraufhin 1971 abgeteufte Bohrung Puntigam II erreichte in einer Teufe von 251,5 m paläozoischen Kalk, während Puntigam I im Lithothamnienmergel (Leithakalk) verblieb (H. FLÜGEL, 1975).¹ Diese Übersichtsmessungen lassen bereits erkennen, daß geologisch verwertbare Aussagen erhalten werden können und daher die Fortsetzung der Untersuchungen empfehlenswert wäre, wobei sich allerdings große Schwierigkeiten bei der Durchführung der Feldarbeiten wegen der intensiven Verbauung, Bundesstraße etc. ergeben.

Die seismischen Laufzeitkurven lassen sich westlich der Bundesstraße durch einen 5-Schichtfall, östlich davon durch einen 3-Schichtfall wiedergeben (Bl. 5). Unter einem geringmächtigen V_1 -Horizont ($V_1 = 400$ m/sec) folgt der das übrige Quartär umfassende V_2 -Horizont ($V_2 = 1300$ — 1400 m/sec) mit Mächtigkeiten bis 17 m, wobei der Grundwasserspiegel in den Laufzeitkurven nicht herauskommt. Der V_3 -Horizont entspricht etwa der Oberkante des Tertiärs (Badenien), wobei eine Abnahme der Geschwindigkeit von 2100 m/sec im W auf 1900 m/sec im Bereich der Mur im E festgestellt wurde. Östlich der Brauerei fehlt der V_2 -Refraktor in den Laufzeitkurven (Blindzone?). Ein — nicht durchgehender — V_4 -Horizont ($V_4 = 2500$ m/sec, lokal 2900 m/sec) zeigt im Profil ein östliches Einfallen, das von $1^{\circ}30'$ im W auf $0^{\circ}40'$ im E abnimmt. Dieser Horizont könnte bei Vergleich mit den Bohrprofilen stärker verfestigten Kieslagen entsprechen, deren Auskeilen im seismischen Profil sich abzeichnet. Der V_5 -Horizont mit Geschwindigkeiten von 4200—4400 m/sec wurde mit dem Paläozoikum parallelisiert, wobei er geschwindigkeitsmäßig durchaus zur Dolomit-Sandsteinfolge oder zu paläozoischen Kalken paßt. Gegen eine Deutung des V_5 -Refraktors als Oberkante Leithakalk sprechen die nach den bisherigen Erfahrungen geringeren Geschwindigkeiten (bei Wildon unter 2900 m/sec) und die von H. FLÜGEL (1975) bei der Korrelation der Bohrungen Puntigam I und II gegebenen Hinweise auf eine geringe Mächtigkeit und Vermergelung dieses Schichtgliedes.

¹ Für die Einsichtnahme in das Manuskript der Veröffentlichung über das Neogen der Grazer Bucht und die umfassende geologische Beratung darf ich Herrn Prof. Doktor H. FLÜGEL bestens danken.

Leider wurde der V_5 -Refraktor in dem für den Anschluß der Bohrungen wichtigen Abschnitt SP 7—10 nicht mehr erfaßt, da die dafür nötigen Weitauflastungen von mindestens 1000 m Länge aus technischen und Sicherheitsgründen (Verbauung) nicht geschossen werden konnten.

Ein Vergleich mit Puntigam II (paläozoischer Kalk in 251,5 m Tiefe) läßt vermuten, daß die Oberkante Paläozoikum östlich SP 6 etwas steiler einfällt als bei den westlich anschließenden Aufstellungen. Hinweise für einen ins Tertiär hinaufreichenden Bruch konnten nirgends gefunden werden. Die geoelektrischen Sondierungskurven entsprechen einem 4-Schichtfall vom KH-Typ oder einem 5-Schichtfall, wobei der tiefste Horizont in jedem Fall durch einen Widerstand (unendlich) gekennzeichnet ist.

Es ist auffallend, daß der tiefste geoelektrische Horizont — gedeutet als paläozoische Karbonate — um ca. 130 m unter dem seismischen V_5 -Horizont liegt. Dies könnte als Hinweis für eine tief hinabreichende Verkarstung des Kalks aufgefaßt werden, der durch die mineralisierten Wässer dann relativ niedrige Widerstände aufweist. Da das Tertiär bei SP 1a (ca. 400 m östlich des anstehenden Paläozoikums von Straßgang) noch eine Mächtigkeit von ca. 160 m aufweist und der V_5 -Refraktor ganz flaches Einfallen nach E zeigte, war bei der Interpretation der seismischen Daten zunächst ein Beckenrandbruch angenommen worden. Nach H. FLÜGEL (1975 und mündl. Mitteilung) ist aber eine andere Version durchaus berechtigt, wonach das Paläozoikum steil, aber bruchlos, nach E unter das Tertiär abtaucht, also ein Kliff bildend. Aus der Geophysik ist darüber jedoch keine entscheidende Klärung möglich.

1.4. Refraktionsseismische und geoelektrische Messungen im Mur- und Stiefingtal bei Lebring-St. Georgen

Im Jahre 1968 wurden in der Austufe und Niederterrasse zwischen Lebring und St. Georgen/Stiefing refraktionsseismische und geoelektrische Tiefensondierungen ausgeführt. Gefragt waren die Schottermächtigkeiten, das präquartäre Relief und die lithologische Zusammensetzung des Untergrunds. Letztere war deshalb bedeutungsvoll, da Hinweise für eine Verkarstung des unter den Schottern gebietsweise vorkommenden Lithothamnienkalks vorlagen, was zu entsprechenden Wasserwegsamkeiten im Untergrund führen müßte. Interessant ist dieses Gebiet vor allem auch deshalb, da es im Bereich der nordöstlichen Fortsetzung des bekannten Paläozoikumaufbruchs von Lebring liegt. Die Unterscheidung der einzelnen Formationen im Untergrund gelingt eindeutig auf Grund der deutlich verschiedenen Geschwindigkeiten derselben (Beilage 6). Das hauptsächlich aus Phylliten bestehende Paläozoikum weist Geschwindigkeitswerte von 3100—3800 m/sec auf, wobei die starke Streuung zumindest teilweise auf die Geschwindigkeitsanisotropie dieser Gesteine zurückzuführen ist. Der darüberliegende Lithothamnienkalk zeigt Geschwindigkeiten von 2300—2600 m/sec, vereinzelt auch bis 2900 m/sec. Diese Geschwindigkeiten sind beträchtlich geringer als sie normalerweise in einem massigen Kalk auftreten und deuten darauf hin, daß in diesem Schichtglied die mürberen Kalksandsteine dominieren. Im ebenfalls tertiären (*Badenien*) Tegel, der die weiteste Verbreitung besitzt, wurden dagegen Geschwindigkeiten von 1900—2200 m/sec gemessen. Bezuglich

der Verbreitung der einzelnen Schichtglieder konnte festgestellt werden, daß das Paläozoikum über den Weissenegger Kanal nach N und E hinausreicht und ca. 2 km NE St. Margarethen als sich gegen NE zu allmählich verschmälernder Sporn unter den Lithothamnienkalk einfällt. Das Eintauchen des Paläozoikums erfolgt stets bruchlos. Der Lithothamnienkalk verläuft als eine 300—600 m breite Zone um das Paläozoikum herum und bildet dabei den erwähnten Sporn nach.

1.5. Geoelektrik Gralla — Kalsdorf

In der Umgebung des Kraftwerks Gralla an der Mur und im Raum südlich Kalsdorf wurden im Jahre 1965 im Auftrag der STEWEAG geoelektrische Tiefensondierungen ausgeführt, um die Möglichkeiten und die Genauigkeit der Erfassung des Grundwasserspiegels und der Tertiäroberfläche mittels Geoelektrik zu testen.

Auf Grund der vorhandenen hydrogeologischen Daten war ein geoelektrischer 4-Schichtfall zu erwarten, wobei folgende mittlere Widerstandswerte bei den Messungen sich ergaben:

	Gralla	Kalsdorf	Lithologie
q1	500 Ω m	600 Ω m	Verwitterungsschicht, Humus
q2	6000 Ω m	4800 Ω m	trockener Schotter
q3	(500) Ω m	600 Ω m	grundwasserführender Schotter
q4	< 100 Ω m	50 Ω m	Tegel

Die Sondierungskurven ergaben jedoch bei Gralla meist nur einen 3-Schichtfall vom Maximumtyp, wobei der q3-Horizont unterdrückt war, obwohl er sich widerstandsmäßig gut vom Hangenden und Liegenden unterscheidet. Dies ist auf das ungünstige Mächtigkeitsverhältnis des grundwasserführenden Schotters zum Hangenden zurückzuführen. Als Faustregel, die für analoge Grundwasser gebiete mit tertiärem Untergrund im Murtal angewendet werden kann, darf angenommen werden: Grundwassermächtigkeit muß mindestens das Dreifache der Mächtigkeit des Hangenden (trockener Schotter) betragen, damit der Nachweis der Grundwassersohle mit Sicherheit möglich ist. Diese Voraussetzung ist im Meßgebiet Kalsdorf durchwegs erfüllt, wo z. B. bei der Bohrung B7 ein q1-Horizont von 1,6 m, ein q2-Horizont von 4,4 m und ein q3-Horizont von 13,6 m Mächtigkeit festgestellt wurde, welche Werte gut mit den hydrogeologischen Grenzen (Grundwasserspiegel und -sohle) übereinstimmen.

Der Grundwasserspiegel konnte in den beiden Meßgebieten mit einer Genauigkeit von 5—10% angegeben werden, wie ein Vergleich mit den Messungen bei Brunnen und Bohrungen ergab. Für die Bestimmung der Tertiär-oberkante mit einer Genauigkeit besser als 10% ist es dagegen erforderlich, daß die spezifischen Widerstände der tieferen Schichten auch auf andere Weise, z. B. in Aufschlüssen oder Bohrungen ermittelt werden oder die geoelektrischen Profile an einen entsprechenden Tiefenaufschluß (Bohrung, Brunnen) ange-

schlossen und korreliert werden können. Für letztere Aufgabe ist also die Refraktionsseismik besser geeignet, mit welcher Methode im Raum Gralla auch ein ganz flaches Relief der Tertiäroberfläche durchverfolgt werden konnte.

Die geoelektrischen Messungen ließen auch den Schluß zu, daß die beiden gebräuchlichsten Feldverfahren, nämlich die Wenner- und die *Schlumbergeranordnung* als durchaus gleichwertig zu betrachten sind, wobei die ermittelten Tiefenwerte des q_3 -Horizonts (Grundwasserspiegel) innerhalb weniger dm streuen. Fallweise kann die *Wenneranordnung* dann ein besseres Ergebnis im Sinne einer klareren Kurve liefern, wenn bei der *Schlumbergeranordnung* eine größere Abweichung durch die Änderung des Sondenabstands eintritt.

1.6. Geoelektrische Tiefensondierungen im Vordernbergertal (Trofaiach — Donawitz)

Vom Frühjahr 1971 an wurden im Vordernbergertal detaillierte geoelektrische Tiefensondierungen im Rahmen mehrerer Diplomarbeiten ausgeführt (M. DJALALI, 1971; R. SIEBER, 1971; H. MEIDL, 1972; M. SCHRANK, 1972). Hierbei konnten neben Angaben über die Quartärmächtigkeiten und das Relief des Beckenuntergrunds, vor allem die Grundwasserverhältnisse geklärt und auch Hinweise über die Verbreitung von Kristallin, Paläozoikum und Tertiär unter der Schotterdecke gegeben werden. Diese Untersuchungen werden in den Raum des Trofaiacher Beckens fortgesetzt.

Im Abschnitt St. Peter-Donawitz zeigen die Sondierungen meist einen geoelektrischen 3-Schichtfall vom Maximumtyp. Dabei entspricht der geringmächtige q_1 -Horizont Widerständen von 50—480 Ohm. m, wobei eine Maximumzone sich knapp nördlich vom Bahnhof St. Peter talparallel erstreckt. Der q_2 -Horizont entspricht dem übrigen Quartär, eine genaue Abtrennung der grundwasserführenden Schotter ist wegen der relativ geringen Mächtigkeit gegenüber dem Hangenden in der Regel nicht möglich. Daher weisen auch die q_2 -Werte als Folge des wechselnden Anteils der wasserführenden Schotter stärkere Schwankungen (600—2400 Ohm. m) auf. Der q_3 -Horizont entspricht dem präquartären Beckenuntergrund, wobei sich die paläozoischen Schiefer auf Grund ihrer geringen Widerstände ($q_3 = 140 — 300$ Ohm. m) von den schlechter leitenden Diaphitoriten ($q_3 = 450 — 600$ Ohm. m) deutlich unterscheiden.

Einige Sondierungskurven zeigen jedoch den Typ eines 5-Schichtfalls, der so zu deuten wäre, daß sich zwischen dem grundwasserführenden Schotter und dem Schiefer bzw. Kristallin ein hochohmiger Horizont einschiebt. Es wäre am ehesten an ein dichtes Konglomerat zu denken, ein Umstand, der bei der Beurteilung der Ergiebigkeit des Grundwasservorkommens zu berücksichtigen wäre.

Die von WINKLER-HERMADEN (1958) bei Donawitz nachgewiesene Tieferrinne konnte bis zum Ortsrand von St. Peter-Freienstein eindeutig verfolgt werden, wobei die Quartärmächtigkeiten von 38 m im E allmählich auf ca. 32 m im W abnehmen. Im S ist die Rinne durch einen markanten Knick begrenzt, und in dem südlich anschließenden Plateau nimmt das Quartär von 15 m auf 5 m ab.

Da nach N der Anstieg des Untergrunds gleichförmiger vor sich geht, ist eine deutliche Asymmetrie der Rinne zu erkennen. Der erwähnte Knick scheint auch mit der Grenze Tonschiefer/Diaphorite in ursächlichem Zusammenhang zu stehen.

Es scheint auch der von WINKLER-HERMADEN angenommene Bruchverlauf (annähernd E-W-Streichen) bis in die Gegend des Bahnhofs St. Peter zuzutreffen. Dort dürften dann insoferne kompliziertere Verhältnisse herrschen, als ca. 50 m N vom Bahnhof ein markantes NNE streichendes Widerstandsmaximum auftritt. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, daß die Diaphorite einen nach N weiter vorspringenden und von den Tonschiefern ummantelten Sporn bilden. Andererseits wäre auch an einen Zusammenhang mit dem NNE streichenden Bruch zu denken, der nach STINY (1932) am nördlichen Talgehänge Tonschiefer gegen Kalke verwirft.

Der Abschnitt St. Peter-Gmeingrube läßt auf Grund der geänderten Mächtigkeitsverhältnisse einen geoelektrischen 4-Schichtfall erkennen, und zwar meist mit den Widerstandsverhältnissen 1 : 100 : 0,1 : (10; 100). Der geringmächtige (0,4—4,7 m) und geologisch bedeutungslose ϱ_1 -Horizont zeigt Widerstände im Bereich 40—100 Ohm. m, was für lehmig-schluffiges Material spricht. Der ϱ_2 -Horizont ist auf Grund seiner hohen Widerstände (Bereich ca. 4000—11.000 Ohm. m) eindeutig den trockenen Schottern zuzuordnen. Der darunterliegende ϱ_3 -Horizont entspricht mit Widerständen von 10—40 Ohm. m dem Grundwasserkörper. Diese Werte liegen beträchtlich unter den normalerweise in grundwasserführenden Schottern gemessenen Widerständen und dürften auf einen höheren Tonanteil im Bindemittel der Schotter hinweisen. Der ϱ_4 -Horizont entspricht dem präquartären Untergrund und zeigt auf Grund der unterschiedlichen Lithologie auch entsprechende Widerstandsvariationen, wobei zwei Bereiche mit Werten von 100—400 Ohm. m und 5000—11.000 Ohm. m dominieren.

In dem stark verengten Talbereich W St. Peter sind auch wesentlich geringere Quartärmächtigkeiten vorhanden. Ein Längsprofil zeigt am westlichen Ortsrand von St. Peter Schottermächtigkeiten von ca. 15 m, wobei der Untergrund gegen NW zunächst gleichmäßig flach ansteigt. Knapp südöstlich der Haltestelle Gmeingrube ragt ein Kalksporn bis auf ca. 4 m unter Gelände heraus.

Nach J. STINY (1932) und A. WINKLER-HERMADEN (1958) wird die NE-Flanke des Vordernbergtals bei Freienstein zunächst noch von paläozoischen Kalken, sodann von Phylliten aufgebaut. Die Südflanke besteht von St. Peter talaufwärts zunächst zur Gänze aus Kalken, erst ca. 350 m SE der Haltestelle Gmeingrube werden diese am Hangfuß des Kulmberges von Phylliten unterlagert. Die geologische Karte zeigt E Gmeingrube einen bedeutenden NE streichenden Bruch, dessen SE-Scholle abgesunken ist. Dieser kommt auch bei den Tiefensorierungen klar zum Ausdruck, wobei im Tal lokal auch ein Umbiegen in eine östliche Streichrichtung anzunehmen ist. Die Isoohmenkarte des ϱ_4 -Horizonts bringt die Verbreitung der einzelnen Gesteinsarten unter der quartären Bedeckung detailliert zum Ausdruck, wobei die Schiefer ein Widerstandsminimum mit ϱ_4 -Werten unter 150 Ohm. m in der Talsohle aufweisen. Im Unterlauf des Laintals wurden ebenfalls niedrige ϱ_4 -Werte beobachtet, die den Phylliten entsprechen.

Durch den Brunnen des Wasserwerks Leoben westlich St. Peter ist ein Vergleich der geoelektrischen Daten möglich, wobei sich eine gute Übereinstimmung in der Tiefenlage des Untergrunds ergibt.

1.7. Refraktionsseismische Messungen in Schotterfeldern mit Schlieruntergrund in OÖ.

In den Jahren 1969 und 1970 wurden refraktionsseismische Detailmessungen im Raum der Welser Heide zwischen Lambach und Marchtrenk und im Raum von Sierninghofen ausgeführt, wobei die geologische Bearbeitung durch Herrn Dr. H. HÄUSLER erfolgte. Allen diesen Projekten liegt das gleiche geophysikalische Modell zugrunde: eine teilweise grundwasserführende Schotterschicht liegt über Schlieretonmergel, wobei die Mächtigkeit des Quartärs mit größtmöglicher Genauigkeit zu bestimmen war.

Die nunmehr vorliegende, mit den Bohrdaten kombinierte Karte des Schlierreliefs der Welser Heide lässt erkennen, daß die Schlieroberfläche sowohl auf der Hochterrasse und Niederterrasse als auch in der Austufe ein viel stärkeres Relief aufweist als bisher auf Grund der geringen Zahl von Unterlagen anzunehmen war. Das dominierende Strukturelement bildet eine Tiefenrinne, die sich stets nördlich vom heutigen Verlauf der Traun erstreckt. Die Achse derselben liegt SW Gunskirchen knapp N der Traun in ca. 324 m Seehöhe und fällt im Raum SW Marchtrenk auf 282 m Seehöhe ab. Der Abfall innerhalb der Tiefenrinne erfolgt jedoch nicht gleichmäßig, da östlich von Wels eine Übertiefung und anschließend eine schmale Queraufwölbung zu beobachten waren. Von N her münden in diese Tiefenrinne 5 Nebenmulden ein, von denen die längste sich im Raum Oberhart — Marchtrenk erstreckt und auch hydrologisch bedeutungsvoll sein dürfte. Es hat sich ferner gezeigt, daß die quartärgeologischen Grenzen sich im Untergrund nur teilweise abbilden. So scheint ein markanter Sprung in der Höhenlage des Schliersockels am Terrassenrand nur dort zu erfolgen, wo an diesen ein Schlierücken heranstreicht. Liegt der Terrassenrand im Bereich einer Mulde des Schlierreliefs, so zeigt sich kein merkbarer Unterschied im Einfallen. Diese Feststellung gilt sowohl für die Hoch- als auch für die Niederterrasse. Der Schlier weist im untersuchten Gebiet meist Geschwindigkeitswerte $V_L = 2300—2500$ m/sec auf. Nördlich Gunskirchen nehmen die Geschwindigkeiten ziemlich regelmäßig auf Werte von 2100 m/sec ab (Beilage 7). Es dürfte sich hier der Übergang gegen die hangenden Atzbacher Sande bereits abbilden. Wesentlich größere Geschwindigkeiten wurden W der Steyr bei Sierninghofen gemessen, nämlich Werte von 2600—2950 m/sec. Dabei zeigte sich eine ziemlich regelmäßige Anordnung der Geschwindigkeiten, wobei die Geschwindigkeitsminima gut mit den Muldenzonen des Schlierreliefs zusammenfallen.

1.8. St. Leonhard (Salzburg)

Im Salzachtal nördlich von St. Leonhard wurden im Jahre 1969 refraktionsseismische Messungen zur Klärung der hydrogeologischen Verhältnisse dieses Raums ausgeführt. Die bisher in diesem Gebiet abgeteuften Bohrungen ließen

auf große Quartärmächtigkeiten schließen sowie auf starkes Relief des kalkalpinen Untergrunds (nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Doktor BRANDECKER). Durch die Seismik ergab sich nun, daß zwischen den beiden markanten Gosaurücken von St. Leonhard bzw. W Niederalm eine zunächst NNW streichende schmale Tiefenrinne ausgebildet ist. Ca. 800 m N St. Leonhard weitet sich diese Rinne durch eine Ausbauchung nach W zu einer ca. 0,5 km breiten Mulde aus, deren östliche Flanke einen ziemlich geradlinigen N-S-Verlauf zeigt. Die Mächtigkeiten der quartären Ablagerungen in dieser Mulde sind beträchtlich und übersteigen im Zentrum 100 m (Beilage 8). Es konnten vor allem bei den Querprofilen sichere Hinweise dafür erbracht werden, daß die Flanken der Mulde steil einfallen. Östlich von Leonhard-Spitz ragt ein Felsrücken nach E in die Schotterflur hinein. Zwischen diesem und dem nach N konvexen Bogen des Almflusses ist im Untergrund eine isolierte Eintiefung ausgebildet, in der das Quartär ca. 100 m Mächtigkeit erreicht. Dieses hydrologisch wichtige Strukturelement dürfte in keiner Verbindung zur erwähnten Hauptrinne stehen.

Auf Grund der unterschiedlichen Geschwindigkeiten kann auch der kalkalpine Untergrund unter dem Quartär aufgegliedert werden, der größtenteils von Gosauschichten gebildet wird, nur im W-Teil des Gebiets sind auch Obertriaskalke beteiligt. Diese zeichnen sich durchwegs durch hohe Geschwindigkeiten von rund 5000 m/sec aus, während die Gosaukalke und Mergel Geschwindigkeiten um 4000 m/sec aufweisen.

Vielversprechend — mangels einer entsprechenden Anzahl von Tiefenaufschlüssen aber noch unvollständig — ist auch eine Analyse der Geschwindigkeiten der im Quartär liegenden seismischen Horizonte. Die über dem Grundwasserspiegel liegenden trockenen Schotter weisen Geschwindigkeiten von 800 bis 1000 m/sec auf.

In den Geschwindigkeiten der Hauptmasse der im Grundwasser befindlichen Schotter spiegelt sich der Einfluß von Faktoren wie Herkunftsgebiet und dadurch hervorgerufene lithologische Unterschiede, Verfestigung, Korngröße etc. wider. Während im Bereich des Gosaurückens E St. Leonhard Geschwindigkeitswerte von 1800—2100 m/sec gemessen wurden, sind äquivalente Quartärgeschwindigkeiten im Raum S Grödig viel höher, nämlich 2400—2600 m/sec. Durch größere Mächtigkeiten von Seetonen können diese Durchschnittsgeschwindigkeiten lokal erheblich reduziert werden. Einen anderen Störfaktor, der die genaue Tiefenberechnung nachteilig beeinflußt, bildet das Auftreten von Konglomeraten innerhalb der Schotter, wobei in jenen Geschwindigkeitswerte bis 4000 m/sec gemessen wurden.

1.9. Oberlaa

Im Jahre 1965 wurde im Auftrag der Gemeinde Wien die Bohrung Oberlaa Th 1 mit einer Teufe von 418,8 m zur Erschließung der in diesem Raum bekannten Mineralwässer niedergebracht. Durch das Entgegenkommen der ÖMV-AG, die die Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen und die Logs geophysikalischer Bohrlochmessungen zur Verfügung stellte, konnten nicht nur Zusammenhänge der Thermalwässer mit den geologischen Verhältnissen aufgefunden werden, sondern auch die Temperatur und Druckverhältnisse und die Möglich-

keiten der Entstehung untersucht werden. In der Bohrung Oberlaa Th 1 konnte durch ein umfassendes Programm geophysikalischer Bohrlochmessungen die Anwendbarkeit der einzelnen Verfahren zur Auffindung von Mineralwässern, zur Ermittlung physikalischer Gesteinsparameter sowie zur lithologischen Identifikation untersucht werden. Es konnte ein Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Thermalwässern und tektonischen Linien, die bei reflexionsseismischen Messungen aufgefunden wurden, wahrscheinlich gemacht werden. Die Wässer dürften aus evaporitischen Formationen aus Tiefen von mindestens 1800—2000 m stammen und in keinem Zusammenhang mit tertiären Wässern östlich des Leopoldsdorfer-Verwurfs stehen. Den Hauptspeicher bildet das Rothneusiedler-Konglomerat, das nicht auf der ganzen Struktur Oberlaa ausgebildet ist und seine größte Mächtigkeit südlich von Oberlaa Th 1 aufweist. Thermalwässer mit einer Temperatur von über 45° dürften auf eine Zone beschränkt sein, die von der Bohrung Oberlaa 5 über Oberlaa Th 1 bis zur Bohrung Rothneusiedl 1 — also WNW-ESE streichend — sich erstreckt. Alle Thermalwässer aus dem Rothneusiedler-Konglomerat oder aus dem Kalkalpin sind gespannte Wässer mit einem Druck an der Erdoberfläche von mindestens 8 atü.

1.10. Refraktionsseismische und geoelektrische Messungen im Flußgebiet des Kalamas / Griechenland

Im Jahre 1970 wurden im Auftrag der Verbundplan-Gesellschaft refraktionsseismische und geoelektrische Messungen (Tiefensondierungen) im Flußgebiet des Kalamas und Gormos ausgeführt, die als Projektgrundlage für die Errichtung einer Kraftwerkskette dienten. Das Gebiet gehört in geologischer Hinsicht zur joniischen Randsenke und besteht vorwiegend aus tertiären „Flysch“-Gesteinen (Tone, Tonmergel, Mergelkalke, Sandsteine), die von einem dichten Kalk unterlagert werden. Während diese Serie an den Talflanken oft hervorragend aufgeschlossen ist, war über die Untergrundverhältnisse in der schotterbedeckten Talebene zunächst nichts bekannt. Erst nach Abschluß der geophysikalischen Messungen und der feldgeologischen Aufnahme (Dr. HÄUSLER, Doktor RIEDMÜLLER) wurden zahlreiche Bohrungen abgeteuft, so daß nunmehr eine gesicherte Aussage möglich ist. Neben den eigentlichen bau- und hydrogeologischen Fragen des Projekts (Bestimmung der Quartärmächtigkeit, Relief des Untergrunds, lithologische Zusammensetzung des Quartärs und des Untergrunds, Verlauf des Grundwasserspiegels) konnten auf Grund des regionalen Maßstabs der Untersuchungen auch Beiträge zu anderen Problemen erbracht werden. Es sind dies im einzelnen: Karstprobleme, Gesteinsphysik des Flysches, Reichweite der Verwitterung leicht verwitternder Flyschgesteine sowie Korrelation geologischer und geophysikalischer Schichtgrenzen, lithologische Identifizierung komplexer quartärer Schichten.

Karstprobleme spielen in jenen Gebieten eine große Rolle, in denen große Areale von zur Verkarstung neigenden Kalken anstehen, so auch in Österreich in den Kalkalpen, Grazer Paläozoikum, Karawanken. Vor allem die Fragen der Karsthydrologie stehen im Mittelpunkt des Interesses. In neuerer Zeit konnte D. ARANDELOVIC im jugoslawischen Karst nachweisen, daß geoelektrische Tiefensondierungen ein brauchbares Hilfsmittel zur Festlegung des

Karstwasserspiegels und der Ausdehnung verkarsteter Zonen darstellen. Während diese Untersuchungen in obertage anstehenden Kalkmassiven ausgeführt wurden, lagen in unserem Fall insoferne wesentlich schwierigere Verhältnisse vor, als die Kalke meist von oftmals sehr mächtigen quartären Schichten bedeckt waren. Infolge der komplexen Zusammensetzung des Quartärs ergaben sich in den geoelektrischen Sondierungskurven dann komplizierte Mehrschichtfälle und erhebliche Aufstellungslängen, um die dem Karst entsprechenden Äste zu erreichen. Ein starkes Relief der Kalkoberfläche und lateral sich ändernde elektrische Widerstände der einzelnen Horizonte — vor allem innerhalb des Quartärs — bildeten wesentliche Erschwernisse bei der Tiefenberechnung. Versuche ließen bald erkennen, daß nur eine Kombination von engmaschigen refraktionsseismischen Messungen und geoelektrischen Tiefensondierungen (letztere auch unter verschiedenem Azimutwinkel) eine adäquate Methode zur Untersuchung quartärbedeckter Karstgebiete bildete. Grundsätzlich kann angenommen werden, daß dichte Kalke einen sehr hohen spezifischen elektrischen Widerstand (von mehreren 1000 Ohm. m bis unendlich) aufweisen, während die Widerstände verkarsteter Kalke in Abhängigkeit vor allem von der Leitfähigkeit der Karstwässer wesentlich niedriger sind, nämlich im Bereich von einigen Zehnern bis hunderte Ohm. m. Die Grenze wasserführender Schotter/verkarsteter Kalk kommt daher in der Geoelektrik meist nicht zum Ausdruck. Dagegen ist diese Grenze wegen des guten Geschwindigkeitskontrasts in der Refraktionsseismik sehr gut ausgeprägt. Wenn also der hochohmige geoelektrische Horizont beträchtlich tiefer liegt als der der Kalkoberkante entsprechende Refraktor, dann kann angenommen werden, daß die oberen Partien der Kalke verkarstet und wasserführend (daher elektrisch leitend) sind. Eine weitere Aussage ergibt sich aus der Größe der Kalkgeschwindigkeit, wenn auch keine quantitativen Zusammenhänge zwischen der Klüftigkeit des Gesteins (für die eine allgemein angenommene Definition fehlt) und der Longitudinalgeschwindigkeit aufgestellt werden kann. Es können jedoch auf einer Isogeschwindigkeitskarte die Zonen der stärksten Zerklüftung bzw. Verkarstung, die auch die besten Wasserwegsamkeiten bilden, als Geschwindigkeitsminima erkannt und durchverfolgt werden. Im Meßgebiet sind die dichten unverwitterten Kalke durch Geschwindigkeiten von 4000—5000 m/sec (bzw. bis 6000 m/sec) charakterisiert, während in den verkarsteten Kalken im Raum Kiuteki Werte um 2900 m/sec (2600—3200 m/sec), bei Souloupolon 2900—3200 m/sec und Gormos 3300—3600 m/sec gemessen wurden. Gelegentlich tritt unterhalb des verkarsteten Kalks ein weiterer Refraktor hoher Geschwindigkeit auf, der wahrscheinlich der Grenze zum dichten Kalk entspricht. Die Tiefe, bis zu der der Kalk verkarstet ist, variiert nach der Geophysik zwischen wenigen Metern bis ca. 30 m, lokal bis 50 m, wobei anscheinend kein Zusammenhang mit der Mächtigkeit des überlagernden Quartärs besteht.

Die Widerstände des verkarsteten Kalks variieren im Raum Kiuteki meist zwischen 100—300 Ohm. m, im Gebiet Vrousina wurden allerdings wesentlich niedrigere Werte von 31—37 Ohm. m gemessen, während im Raum Gormos die höchsten Widerstände (bis 600 Ohm. m) gefunden wurden.

Ein Profilausschnitt aus dem Raum Kiuteki (Beilage 9, L 3) möge obige Feststellungen veranschaulichen. Das seismische Profil zeigt einen 3-Schichtfall,

wobei der geringmächtige V_1 -Horizont ($V_1 = 300$ m/sec) etwa im Bereich des Grundwasserspiegels liegt. Der V_2 -Horizont weist Geschwindigkeiten von 1700 bis 1900 m/sec auf und entspricht dem grundwasserführenden Quartär. Der V_3 -Horizont entspricht dem Kalk, der ein deutliches Relief zeigt. Die Geschwindigkeiten variieren zwischen 2600—3200 m/sec, lediglich im Bereich der flachen Kuppe zwischen SP 8—9 wurde ein höherer Wert von 3900 m/sec gemessen. Ca. 200 m weiter im SW kommt der Kalk an die Oberfläche und wird in einem Steinbruch abgebaut. Die Geoelektrik gestattet eine weitere Unterteilung des Quartärs und auch Schlüsse auf dessen Lithologie. Der q_1 -Horizont ($q_1 = 30$ —50 Ohm. m) entspricht den jüngsten, sandig-lehmigen Flussablagerungen und liegt meist über der Unterkante des V_1 -Horizonts (infolge Kapillarwirkung höher heraufreichende Durchfeuchtung?). Der darunterliegende q_2 -Horizont hat ziemlich konstante Widerstände von 15—20 Ohm. m, welcher Bereich für einen hohen Lehm- bzw. Tonanteil spricht. Dieser Horizont bildet das tieferliegende Kalkrelief nach und keilt nach SE hin aus. Der q_3 -Horizont zeigt im Abschnitt SP 6—9 Widerstände von 150—340 Ohm. m, was grundwasserführenden Schottern und Sanden entspricht, gegen SW zu dürfte der niedrigere q_3 -Wert von 60 Ohm. m auf einen gewissen Lehmanteil hinweisen. Der q_4 -Horizont mit unendlich hohem Widerstand kennzeichnet den dichten, massigen Kalk und gibt zugleich die Tiefe an, bis zu welcher die Verkarstung hinabreicht. Wie aus der Differenz der Teufen Oberkante V_3 -Horizont/ q_4 -Horizont zu sehen ist, erreicht der verkarstete Kalk Mächtigkeiten bis 27 m, wobei die Änderungen anscheinend völlig regellos erfolgen.

Die leicht verwitternden Flyschgesteine bringen es mit sich, daß die Aufschlußverhältnisse in den Flyschzonen oftmals recht ungünstig sind. Es ist daher die Frage nach den petrophysikalischen Eigenschaften — soweit sie mit geophysikalischen Feldmessungen erfaßt werden können — nicht nur für den Kartierungsgeologen von großem Interesse, um auf diese Weise zu einer Vorstellung über die Verbreitung einzelner Flyschgesteine zu gelangen. Im wesentlichen sind es 3 Gesteine, die die Flyschserien aufbauen, nämlich Tone und Tonmergel, Sandsteine und Mergelkalke. Für eine generelle Unterscheidung dieser 3 Gesteinsarten bzw. für eine Quantifizierung des Anteils einer Gesteinsart an einem größeren Komplex kommen wohl nur die elastischen und elektrischen Eigenschaften in Frage, während Radioaktivität und magnetische Suszeptibilität nur lokal Bedeutung erlangen dürften. Bedingt durch die intensive Flyschtektonik bestehen häufig beträchtliche Unterschiede zwischen den aus Feldmessungen ermittelten Gesteinsparametern und Labormessungen an Gesteinsproben, wobei ersteren das größere Gewicht zukommt.

Die höchsten Geschwindigkeiten weisen die Mergelkalke auf, für die Werte von 3500 m/sec und lokal darüber repräsentativ sind. Am anderen Ende der Skala stehen die Tonschiefer mit Geschwindigkeiten von 2200 bis 2900 m/sec. Die Sandsteine dürften geschwindigkeitsmäßig ebenfalls stärker streuen (2600—3300 m/sec), wahrscheinlich mehr infolge von Änderungen im Grad der Verfestigung als der Lithologie.

Auf Grund der elektrischen Widerstände sind am leichtesten die Tone und Tonschiefer zu erkennen, die Werte von 13—40 Ohm. m aufweisen, wobei in einzelnen Gebieten die Widerstände nahezu konstant sind. Die kalkigen Gesteine

sind dagegen durch hohe Widerstände charakterisiert (900 Ohm. m bis unendlich). Die Widerstände der Sandsteine dürften je nach Durchfeuchtung und Porosität in einem weiteren Bereich streuen. Die Mehrdeutigkeit der Aussage wird durch Messungen im anstehenden Gestein und durch die Möglichkeit des Anschlusses an Bohrungen beträchtlich reduziert. Eine nach Gebieten getrennte graphische Darstellung der Widerstände gegen die Durchschnittsgeschwindigkeiten (nach Art der bei der Auswertung von Bohrlochmessungen üblichen „cross-plot“-Methoden) kann jedenfalls eine nützliche Hilfe bei der lithologischen Identifizierung der Flyschgesteine sein. Ein wesentlicher Vorteil der geophysikalischen Gesteinsidentifizierung liegt dabei darin, daß hierbei stets ein größeres Gesteinsvolumen untersucht wird als bei einem isolierten Tiefenaufschluß, wobei allerdings die geophysikalische Aussage als ein Durchschnittswert z. B. über den Tonanteil über ein größeres Areal zu betrachten ist. Die Grenzen des Auflösungsvermögens und die den einzelnen Verfahren zugrundeliegenden theoretischen Voraussetzungen sind bei der Interpretation jeweils sorgfältig zu beachten. So können bei geoelektrischen Tiefensondierungen hoch- oder niederohmige Schichten trotz guten Widerstandskontrasts in den Sondierungskurven unterdrückt werden, wenn sie eine bestimmte Mindestmächtigkeit unterschreiten. Bei refraktionsseismischen Messungen im Flysch kann auch das Problem des Auftretens von Blindzonen gravierend werden, z. B. wenn schallhärtere Mergelkalke oder Sandsteine über Tonschiefern liegen.

Lithologie und Gesteinswechsel der Flyschserien bringen es mit sich, daß die mechanische und chemische Verwitterung sich voll auswirken können, was zu den von den verschiedenen Flyschgebieten her bekannten Rutschungen, Hangfließen, Schichtverformungen etc. führt. Es sind daher die Feststellung der Reichweite der Verwitterung und die Bestimmung der Tiefenlage des festen Gesteins („hard rock“) für viele baugeologischen Fragen von fundamentaler Bedeutung. Dabei können starke Mächtigkeitsschwankungen der Verwitterungsschicht auftreten, die aufzufinden mittels geophysikalischer Methoden wesentlich rationeller sind als mit Bohrungen. Im quartärbedeckten Flysch ergibt sich ein weiteres Problem, nämlich der Korrelation der Schichtgrenzen, insbesondere der nach der Geologie etwa in einer Bohrung festgestellten Quartärbasis und der geophysikalisch ermittelten Verwitterungsschicht. Diese liegt im Flysch meist unterhalb der ersteren, was seine Ursache darin hat, daß eben im anscheinend unverwitterten Gestein die elastischen Eigenschaften herabgesetzt sind oder durch Wasserwegsamkeiten eine bessere Leitfähigkeit entstanden ist. Im Raum Kiuteki fällt die seismische Schichtgrenze (V_3 -Horizont) etwa mit der Grenze weiche (verwitterte) Tone gegen harte Tonmergel zusammen. Die oberen von der Verwitterung beeinflußten Partien unterscheiden sich also geschwindigkeitsmäßig überhaupt nicht vom Quartär und sind daher auch baugeologisch wie ein Lockergestein zu behandeln. Die Teufendifferenz des V_3 -Horizonts beim SP 50 und die Geschwindigkeitsänderung desselben deuten jedoch schon darauf hin, daß die Gesteinsauflockerung in verschieden tiefe Niveaus hinabreicht (Beilage 9, L 10). Welch komplizierte Verhältnisse sich bezüglich des Reliefs des festen Flysches ergeben können, zeigt der Abschnitt SP 30—33, ebenfalls aus dem Raum Kiuteki (Beilage 9, L 6). Im Abschnitt SP 30—31 fällt der seismische V_3 -Horizont flach nach NNE ein und könnte — wie erwartet — bei der Bohrung bei

SP 31 als Flyschoberkante identifiziert werden. Dieses Einfallen erfolgt jedoch im Abschnitt SP 31—32 in entgegengesetzter Richtung, so daß der V₃-Horizont von SP 32 her in Richtung SP 31 bei der Bohrung bereits tief im Flysch zu liegen kommt. Es hat sich also knapp N SP 31 lokal eine Zone tieferreichender Verwitterung bzw. Gesteinsauflockerung im Flysch herausgebildet, denn im Abschnitt SP 32—33 paßt der seismische V₃-Refraktor wieder gut mit der erbohrten Flyschoberkante zusammen. Bei SP 32—33 tritt überdies im Flysch ein N fallender Horizont (V₄ = 4100 m/sec) auf, der nach der Bohrung bei SP 33 einem dichten Sandstein entspricht.

Als Beispiel für die lithologische Identifizierung komplexer quartärer Schichten sei nur die Frage der Auffindung von Seetonen erwähnt. Die Abgrenzung der Seetonsbildung ist sowohl baugeologisch (wegen der geringen Belastbarkeit) als auch hydrologisch (wegen des Fehlens von Grundwasser) von erheblicher Bedeutung. Von der Oberfläche her waren in allen Meßgebieten des Kalamas keinerlei Hinweise für das Vorhandensein von Seetonen gegeben. Als wesentliche Kriterien dienen dagegen die Durchschnittsgeschwindigkeit und der elektrische Widerstand. Letzterer ist stets niedrig, nämlich zwischen 3—40 Ohm. m, also beträchtlich unterhalb des Widerstandsbereichs grundwasserführender Schotter. Auch die Geschwindigkeiten dürften mit ca. 1500 m/sec niedriger sein als im wasserführenden Quartär, wobei der Raum Gormos als besonders repräsentativ gelten muß, da hier Seetone innerhalb der quartären Schichtfolge dominieren.

1.11. Temperaturmessungen in Wasserbohrungen im Raum St. Michael — Kraubath

Das Temperaturlog hat seinen praktischen Nutzen bei Erdölbohrungen seit Jahrzehnten unter Beweis gestellt, wobei es vor allem zur Auffindung von Erdgashorizonten, Wasserzuflüssen und zum Erkennen markanter lithologischer Grenzen verwendet wird. Auch bei den in der Regel wesentlich seichteren Wasserbohrungen haben Feintemperaturmessungen, deren relative Genauigkeit im Bereich von Tausendstel Grad Celsius liegt, einen hohen Aussagewert. Das hat sich auch bei einem Meßprogramm erwiesen, das in 8 Wasserbohrungen im Raum von St. Michael-Kraubath — also im Grundwasserfeld des Murtals — ausgeführt wurde, wobei die Bohrungsteufen bis 35 m betrugen. Abgesehen von der genauen Angabe der Wassertemperatur, die bei verschiedenen Bohrungen im selben Grundwasserkörper bis zu 3°C abweichen kann, waren nach H. JANSCHKE (1971, 1975) folgende hydrogeologisch bedeutungsvolle Feststellungen möglich:

1. Der vom Grundwasser durchströmte Schotterkörper weist stets tiefere Temperaturen und einem niedrigeren Temperaturgradienten auf als der darunterliegende dichte Beckenuntergrund (Tertiär), dessen Oberkante durch einen markanten Sprung im Temperaturprofil genau angegeben werden kann. Steigt dagegen die Temperatur auf Bohrlochsohle nicht an, so kann mit Sicherheit angenommen werden, daß die Bohrung die Grundwasseroberfläche noch nicht erreicht hat. Das ist vor allem wichtig bei der Beurteilung einer Bohrung, ob diese in einem Findlingsblock oder bereits im Beckenuntergrund steht.

2. Befinden sich innerhalb eines Grundwasserkörpers dichte Einschaltungen, so können diese durch das Temperaturlog angezeigt und abgegrenzt werden. Ebenso liefert das Temperaturlog Aussagen darüber, ob verschiedene, voneinander unabhängige Grundwasserstockwerke vorhanden sind.

1.12. Geothermische Messungen zur Aufsuchung von Thermalwässern

Der hohe Aussagewert geothermischer Untersuchungen bei hydrologischen Fragen ist seit langem bekannt. Einen großen Aufschwung hat die geothermische Meßtechnik in neuerer Zeit durch die Verwendung von Halbleitern (Thermistoren) erlebt, wodurch eine Meßgenauigkeit von $0,01^{\circ}\text{C}$ erzielt werden konnte. Von der Meßmethodik her sind zu unterscheiden obertägige Messungen und Tiefbohrungsmessungen. Erstere werden punktweise in seichten Sondierungslochern (Durchmesser ca. 1") ausgeführt, die mindestens 1—2 m tief sein müssen, um den Einfluß des täglichen Temperaturganges auszuschalten. Messungen in tieferen Löchern (4—5 m) haben sich jedoch als wesentlich aufschlußreicher erwiesen, da hier in verschiedenen Tiefen gemessen und somit auch der Temperaturgradient ermittelt werden kann. Wichtigstes Anwendungsgebiet ist die Suche nach Thermalwässern, es lassen sich jedoch auch Kaltwasserzuflüsse einwandfrei lokalisieren. Solche geothermische Messungen zur Untersuchung von Thermalwasservorkommen wurden bisher in Bad Heilbrunn, Warmbad Villach, Bad Kleinkirchheim, Bleiberg, Donnersbach ausgeführt (H. JANSCHER, H. MAURITSCH, F. WEBER, 1969—1973).

Der Aufstieg der thermalen Wässer ist oft an Brüche und Störungszonen gebunden. Es ist daher oft das Streichen der Brüche im Verlauf der Isothermen ausgeprägt, welcher Zusammenhang in Bad Heilbrunn besonders klar zum Ausdruck kam. Für die freundliche Einsichtnahme in eine geologische Detailkartierung und wertvolle Informationen bin ich Herrn Hofrat Dipl.-Ing. O. SCHAUBERGER zu größtem Dank verpflichtet.

Das Krunglbachtal fällt mit einer langgestreckten, positiven Temperaturanomalie zusammen, deren Achse generell E-ESE streicht. Der durch die Kartierung erfaßte 70°S fallende Bruch, dem die Schaubergerquellen ihre Entstehung verdanken, kommt in der 13°C -Isotherme gut zum Ausdruck. Östlich davon wird der Hauptbruch von 2 NE-SW streichenden Brüchen geschnitten, die der Lage und dem Streichen nach sehr gut mit Anomalien zusammenfallen, in denen die Temperaturen in 4 m Tiefe bis 15°C ansteigen. An einen weiteren ENE streichenden Bruch ist die Römerquelle gebunden, welche Störung sich nach dem Isothermenverlauf noch auf der südlichen Talseite fortsetzen dürfte. Gegen das Salzatal zu erfolgt ein Umschwenken der Isothermen in eine regionale N-S-Tendenz, sodaß die Annahme einer dem Salzatal parallel verlaufenden Störung naheliegend ist.

Auch im Raum Kleinkirchheim brachten bereits die ersten Messungen im Jahre 1971 gewichtige Hinweise über einen kausalen Zusammenhang zwischen dem Isothermenverlauf und einem bruchgebundenen Thermalwasser- aufstieg. Nach der Kartierung von P. FAUPL (1970) verläuft am N-Hang des

Kleinkirchheimertales im anstehenden Phyllit ein N-S streichender Bruch, welche Tendenz sich auch unter mächtiger Moränenbedeckung bei der Geothermie ergab.

Die unter der Leitung von Herrn Hofrat Prof. Dr. F. KAHLER stehenden Aufschlußarbeiten haben bereits zu konkreten Erfolgen bezüglich der Erschließung von Thermalwasser geführt, so daß weitere geophysikalische Untersuchungen berechtigt waren. Geothermische und magnetische Messungen (H. JANSCHEK) und refraktionsseismische Messungen (H. MAURITSCH) stehen vor dem Abschluß.

Die vielseitige Verwendbarkeit der Geothermie hat sich bei den Untertagsmessungen im Blei-Zink-Bergbau Bleiberg erwiesen, wo im 12. Lauf die bekannte Therme mit $29,1^\circ \text{ C}$ entspringt. Bedingt durch die relativ gute Wärmeleitfähigkeit des Wettersteinkalks (spezifische Wärmeleitfähigkeit für Kalke nach CLARK (1966) $4,7 - 7,1 \times 10^{-3} \text{ cal/cm sec}^\circ \text{ C}$) hat sich um die thermalwasserführende Kluft ein ausgedehnter Wärmehof ausgebildet. Aus dem von RIZZI (1969) im 12. Lauf gemessenen Temperaturprofil ergibt sich, daß eine positive Temperaturanomalie bereits 850 m vor der Therme eindeutig nachzuweisen ist, woraus sich klar der Nutzen geothermischer Messungen zum Schutz vor solchen Wassereinbrüchen im Stollen- und Tunnelbau erkennen läßt.

2. Baugeologie

2.1. Geophysikalische Messungen im Raum Göpfritz

In den Jahren 1966—1969 wurden im Raum Göpfritz/NÖ im Rahmen des CERN-Projekts, bei dem die Errichtung eines 300 GeV Proton Synchrotons beabsichtigt war, magnetische, geoelektrische und refraktionsseismische Messungen ausgeführt. Abgesehen von der großen Bedeutung des Projekts gehen die geophysikalischen Untersuchungen aus mehreren Gründen weit über den Rahmen sonstiger Baugrunduntersuchungen hinaus. Es standen nämlich neben einer detaillierten geologischen Oberflächenkartierung die Ergebnisse von zahlreichen Kernbohrungen, Schächten und Sondiernadeln zur Verfügung, welche parallel zu den geophysikalischen Messungen abgeteuft worden waren, wodurch die Geophysik auch zur Lösung komplexer geologischer und petrographischer Fragen Beiträge liefern konnte. Weiters wurden gesteinsphysikalische Messungen ausgeführt, die mit den Ergebnissen von verschiedenen Laboruntersuchungen zur Feststellung der technischen Gesteinsparameter verglichen werden konnten.

Durch die Magnetik war es möglich, Serpentinvorkommen, die baugeologisch einen erheblichen Störfaktor darstellten, aufzufinden und genau abzumgrenzen. Das größte Serpentinvorkommen (Länge über 1 km, Breite maximal ca. 400 m) erstreckt sich mit generellem WNW-Streichen nördlich des Quellgebiets des Taffa-Farrenbachs, wobei der Serpentin teilweise an der Oberfläche ansteht. Der Serpentin befindet sich im südlichen Grenzbereich des Granulits, wobei diese Zone tektonisch stark beansprucht ist, was sich auch in einer Herabsetzung der Kristallingeschwindigkeiten bemerkbar macht (Beilage 10). Auch die westliche Fortsetzung dieser Zone ist durch — allerdings kleinere — steilstehende

de Serpentinlinsen, die kräftige magnetische Anomalien liefern, gekennzeichnet. Weitere durch Bohrungen noch nicht getestete Serpentinvorkommen sind im Raum S Ellends und bei Blumau anzunehmen.

Die Längserstreckung beträgt 100—300 m, das Streichen der Achsen erfolgt vorwiegend in NW- bis N-Richtung. Auch hier handelt es sich um linsenförmige Vorkommen, die steilstehen. Störkörperberechnungen lieferten einen größtenteils anhaltspunkt für die Tiefenlage dieser Schuppen, die im Bereich von einigen Zehnern von m liegt. Die Grundlage bildet der Umstand, daß der Serpentin Suszeptibilitäten von mehr als $600 \cdot 10^{-6}$ cgs-Einheiten aufweist, die begleitenden Schiefer und Granulite dagegen nur ca. $5 - 150 \cdot 10^{-6}$ cgs-Einheiten, so daß also ein guter Suszeptibilitätskontrast zwischen dem nachzuweisenden Serpentin und dessen Umgebung besteht.

Die geoelektrischen Messungen lassen eine Identifizierung der einzelnen Schichten der Verwitterungsschicht zu und geben auch die Oberkante des Hartgesteinkomplexes an, der durch einen unendlich hohen elektrischen Widerstand ausgezeichnet ist. Unterschiede in der geoelektrisch und seismisch ermittelten Kristallinoberkante, wobei die geoelektrischen Werte stets tiefer liegen, sind auf die verschieden starke Durchfeuchtung zurückzuführen und geben somit einen Hinweis auf den Grad der Zerklüftung. Die Serpentinkörper, die zum Unterschied vom übrigen Kristallin eine mäßige Leitfähigkeit aufweisen, konnten mit der Widerstandskartierung nachgewiesen werden, wobei sich eine gute Übereinstimmung mit der Magnetik ergab.

Der Hauptanteil der geophysikalischen Untersuchungen entfiel auf die Refraktionsseismik. Durch diese wurden vor allem genaue Tiefenangaben hinsichtlich der Lage der Kristallinoberkante gegeben und deren Relief entworfen (Beilage 10). Bedeutungsvoll für Gebiete mit ähnlichen geologischen Verhältnissen sind hierbei die Erfahrungen bezüglich der Kristallinverwitterung und deren Auswirkung auf die Festigkeitsparameter der Gesteinskomplexe. Es ist die Oberkante des Kristallins keineswegs immer eine scharfe Grenze, vielmehr gibt es Zonen mit mächtigen Übergangsbildungen (mehr als 20 m). Diese sind durch entsprechende Geschwindigkeitsreduzierungen in den Laufzeitkurven charakterisiert und teils durch stärkere Zerklüftung (besonders im Granulit), teils durch in-situ-Verwitterung (besonders bei den kristallinen Schiefern) verursacht. Sehr aufschlußreich war auch die kartenmäßige Darstellung der Durchschnittsgeschwindigkeit des seismischen Hauptrefraktors (Kristallin). Dadurch konnte die Verbreitung der einzelnen Gesteinsarten unter der Verwitterungsschicht angegeben werden. Die Granulite im Nordteil des Gebiets zeigen durchwegs hohe Geschwindigkeiten von 4500—5600 m/sec. Beträchtliche Unterschiede waren dagegen in der Gneis-Glimmerschieferserie festzustellen: während die Gneise Geschwindigkeitswerte von 4200—4500 m/sec, seltener bis 5000 m/sec aufwiesen, lagen diese in den Glimmerschiefern wesentlich tiefer (bis 3000 m/sec). Der Serpentin ist durch wenig variierende Geschwindigkeiten von 4000—4400 m/sec charakterisiert. Am Südrand des Granulitgebiets konnte bereits bei den ersten Übersichtsmessungen ein geschlossenes Geschwindigkeitsminimum mit extrem niedrigen Geschwindigkeiten (3000 m/sec) festgestellt werden. Bohrungen bestätigten die Deutung als tektonische Störzone.

Die seismisch und mittels Ultraschall gemessenen Geschwindigkeitswerte wurden auch für die Berechnung der elastischen Konstanten, vor allem des E-Moduls, herangezogen, wobei die höchsten Werte der Granulit mit 570.000 kp/cm² aufwies. Ein Vergleich mit dynamisch ermittelten E-Moduli, die an Bohrkernen im Labor der Tauernkraftwerke-AG gemessen wurden, zeigte eine sehr gute Übereinstimmung.

2.2. Refraktionsseismik Krumbach

Im Herbst 1965 wurde ein Gebiet im Oberlauf des Krumbachs (W. Soboth) refraktionsseismisch vermessen, wobei baugeologische Fragen im Hinblick auf die Eignung des Gebiets für eine geplante Sperrenstelle der STEWEAG geklärt werden sollten. In seismischer Hinsicht schienen zunächst sehr einfache Verhältnisse vorzuliegen, nämlich ein 2-Schichtfall, wobei der *Glimmerschiefer* des Koralmkristallins von einer relativ geringmächtigen *Verwitterungsschicht* überlagert wird. Komplikationen ergaben sich jedoch durch die verschiedenen tief hinabreichende Verwitterung der Glimmerschiefer, bei der das ursprüngliche Gefüge vollkommen erhalten bleibt. Die elastischen Eigenschaften werden dabei jedoch stark reduziert, so daß der seismische Horizont, der stets tiefer liegt als die erbohrte Kristallinoberkante, dann der Grenze zum festen Kristallin entspricht.

Ein Vergleich mit den Bohrungen zeigt, daß der Geschwindigkeitsbereich von 2500—3000 m/sec den noch etwas verwitterten Glimmerschiefern entspricht. Die frischen Glimmerschiefer haben Geschwindigkeiten von ca. 3200—3800 m/sec, wobei die Schwankungen auch von einer Geschwindigkeitsanisotropie verursacht sind. Werte von ca. 4000—4100 m/sec dürften auf Einschaltung von quarzitischen Lagen zurückzuführen sein.

2.3. Refraktionsseismik Zwentendorf

Die im Raum von Zwentendorf gewonnenen Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen, die im Auftrag der Gemeinschaftskraftwerk-Tullnerfeld-GmbH anlässlich der Vorbereitungen für den Reaktorstandort ausgeführt wurden, haben bei baugeologischen Problemen Gültigkeit für weite Gebiete des Alpenvorlands, wo tertiäre Tonmergel („Schlier“) unter Quartärbedeckung anstehen. Durch die reichlich vorhandenen geologischen und sedimentologischen Unterlagen (Dr. E. HEHENWARTER/Linz) war eine wesentlich detailliertere Interpretation der seismischen Daten möglich, als es sonst bei ähnlichen Projekten der Fall ist.

In seismischer Hinsicht liegt ein 3-Schichtfall vor, wobei der geringmächtige V₁-Horizont, der aus Humus, Aulehm und Schwemmsand zusammengesetzt ist, äußerst niedrige Geschwindigkeiten von 200—350 m/sec aufweist. Der V₂-Horizont besteht aus den Schottern, einem Grobblockhorizont und der Verwitterungsschwarze des *Schliers* („Schlierabschwemmung“ nach HEHENWARTER). Die Geschwindigkeiten schwanken stärker (500—950 m/sec), wobei die Variationen in erster Linie von den Mächtigkeitsschwankungen des Blockhorizonts bzw. der Schlierverwitterung abhängen. Der V₃-Horizont („Schlier“) zeigt Ge-

schwindigkeitswerte von 1750—2100 m/sec. Die lithologische Zuordnung dieses Horizonts zeigt zugleich die Problematik in den petrophysikalischen Parametern im Bereich der Schlieroberkante. In dem Gebiet, wo die Schotter direkt dem festen Schlieretonmergel aufliegen, entspricht der V₃-Horizont ziemlich genau der Oberkante des Schliers (siehe Beilage 11). Wo dieser jedoch durch die Verwitterung beeinflußt ist bzw. wo eine mehrere m mächtige Schlierabschwemmung auftritt, liegt dieser Horizont teilweise innerhalb dieser Schichten. Es kann daraus geschlossen werden, daß deren elastische Parameter stärker schwanken, einerseits nahezu dieselben elastischen Eigenschaften wie ein Tonmergel aufweisen, andererseits sich mehr einem Lehm annähern. Eine weitere Komplikation ergibt sich dort, wo der Schlier stark sandig ist, da auch damit eine Reduktion der elastischen Eigenschaften verbunden ist bzw. die Verwitterung stärker hinabreicht und der seismische Refraktor dann bis zu mehrere m innerhalb des „Sandschliers“ verläuft. Im Untersuchungsgebiet zeigt die Schlieroberkante ein flaches Relief, das durch N-NNE streichende Muldenzonen und dazwischen stehengebliebene Schlierrücken gekennzeichnet ist.

Ungelöste Fragen existieren noch bezüglich der Korrelation der Durchschnittsgeschwindigkeiten des Schliers mit den geologischen und petrographischen Parametern. Neben weiten Bereichen, in denen die Schliergeschwindigkeiten nahezu konstant bei 1850—1900 m/sec liegen, gibt es deutlich ausgeprägte Maximumzonen mit Geschwindigkeiten bis 2100 m/sec und Geschwindigkeitsminima mit Werten bis 1750 m/sec herab. Sowohl gegen den Donaustrom als auch gegen die Nebenarme zu fallen die Geschwindigkeiten jeweils ab. Es fällt schwer, eine einzige Ursache für diese Geschwindigkeitsvariationen ausfindig zu machen; vielmehr dürfte dafür ein wechselnder Sandgehalt des Schliers, Unterschiede in den sedimentären Strukturen sowie Entspannungsvorgänge verantwortlich sein.

2.4. Refraktionsseismik Leibnitz

Anlässlich der Sulmregulierung wurden im Bereich der Altenmarkter Schleife SW Leibnitz refraktionsseismische Messungen ausgeführt. Diese erfolgten in einem geologisch interessanten Bereich östlich des Paläozoikumsports vom Seggauberg, der auf allen Seiten von marinem *Badenien* ummantelt wird. Nach der geologischen Karte von K. KOLLMANN (1964) zieht ein schmaler NNW streichender Streifen von *Oberhelvet* bis zum Südrand des Meßgebiets, wo er unter das Badenien untertaucht. Nach den Ergebnissen in den Bohrungen wird das Tertiär von wenigen m Schotter überlagert und besteht vornehmlich aus Tonmergeln und Sandsteinen. Die Tertiärgeschwindigkeiten variieren zwischen 2150 bis 2700 m/sec, wobei die höheren Werte den Sandsteinen entsprechen dürften. Die Geschwindigkeitsänderungen zeigen insoferne eine deutliche Gesetzmäßigkeit, als die Geschwindigkeiten von E nach W (gegen das Paläozoikum hin) zunehmen. Die Zone mit dem Geschwindigkeitsbereich von 2500—2700 m/sec liegt jedenfalls in der Fortsetzung des Oberhelvetsports. Die Frage, ob das Abtauchen des Paläozoikums unter das Tertiär normal oder mit einem Beckenrandbruch erfolgt, konnte wegen der Kürze der Aufstellungen nicht entschieden werden.

2.5. Refraktionsseismische Messungen bei Klein-Reifling/Ennstal

Refraktionsseismische Messungen in relativ engen Alpentälern sind sowohl meßtechnisch als auch bezüglich der Auswertung zu den schwierigsten Untersuchungen zu zählen. Die im Ennstal im Bereich des Fockenautunnels im Auftrag der Ennskraftwerke AG durchgeführten Messungen erstrecken sich auf die westliche Talseite, wo mächtige Jungmoräne über Hauptdolomit liegt, der in den höheren Hangbereichen ansteht, während gegen den Fluß zu Schotterterrassen ausgebildet sind. Der durch hohe Geschwindigkeitswerte ($V_L = 4000$ — 4800 m/sec) charakterisierte *Hauptdolomit* weist ein sehr unregelmäßiges Relief auf, dessen Einzelheiten (Sporne, Einbuchtungen) sich jedoch gut mit den Ergebnissen der geologischen Detailkartierung verknüpfen lassen. Markantestes Strukturmerkmal ist eine tief eingeschnittene, enge Rinne, die die südliche Fortsetzung der durch Bohrungen beim Kraftwerk Weyer festgestellten Rinne bildet. In extremen Fällen ist die Krümmung im Muldenbereich stärker als die Krümmung der seismischen Wellenfront, so daß vom Achsenbereich der Rinne dann keine ersten Einsätze erhalten werden können und diese Zonen also von der Refraktionsseismik nicht mehr aufgelöst werden können. Bei größerer Neigung des Felsuntergrunds wird das Problem der Ermittlung des wahren Einfallens dann gravierend, wenn das seismische Profil diese Richtung schräg schneidet. Welche Komplikationen im Einzelfall auftreten können, zeigt der Abschnitt SP 12—15a (Beilage 12), wo bei SP 14 eine beträchtliche Diskrepanz in der Tiefenlage des Hauptdolomits sich ergibt, die nur zum Teil im Untergrundrelief bedingt ist. Es konnten auch gewichtige Hinweise für einen engen Zusammenhang zwischen der lithologischen Ausbildung des Quartärs und den seismischen Geschwindigkeiten gefunden werden. Hangschutt und unverfestigte trockene Schotter zeigen Geschwindigkeiten von 800—1000 m/sec, anscheinend unabhängig von der Petrographie der Gerölle. Die Hauptmasse des Quartärs weist dagegen Geschwindigkeiten von 1800—2600 m/sec auf, wobei die Schwankungen vom Grad der Verfestigung und der Art des Bindemittels abhängen dürften. Mächtigere Konglomeratbänke treten unregelmäßig auf und haben Geschwindigkeiten von 3200 m/sec.

Die Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß bei entsprechend dichtem Netz der Profile auch in quartärbedeckten alpinen Flußtälern durch die Refraktionsseismik gute Hinweise sowohl bezüglich der Zusammensetzung des Untergrunds als auch bei quartärgeologischen Fragen (Talbildung etc.) geliefert werden können.

2.6. Refraktionsseismik Tauernautobahn-Abschnitt Brentenberg

Im Juni 1972 wurden in dem S vom Paß Lueg gelegenen Tauernautobahn-Abschnitt Brentenberg refraktionsseismische Messungen ausgeführt, die an mehreren Stellen auch mit Bohrungen kombiniert sind. Der Untergrund besteht zur Gänze aus Hauptdolomit, dessen Geschwindigkeiten stärker variieren. Am häufigsten ist der Geschwindigkeitsbereich von 4000—4500 m/sec, während — bei anscheinend tektonisch beanspruchtem Gestein — die Geschwindigkeiten bis 3500 m/sec herabsinken können. Die Geschwindigkeiten des festen *Hauptdolomits* liegen also im selben Bereich wie sie auch bei Klein-Reifling gemessen

wurden. Die höchsten gemessenen Geschwindigkeiten lagen bei 5500 m/sec und sind noch immer beträchtlich unterhalb der von ANGENHEISTER und STÄDTLER gemessenen Werte von 6540—6640 m/sec, die bei Gesteinen vom Marquartstein ermittelt wurden. Die Überlagerung durch Hangschutt ist beträchtlich, wobei die größten Mächtigkeiten (ca. 80 m) im NE-Teil des Meßgebiets festgestellt wurden (Beilage 13).

2.7. Refraktionsseismik Tauernautobahn-Abschnitt Rettenbachtal

Die refraktionsseismischen Messungen bei dem im Bereich des Rettenbachtals gelegenen Trassenabschnitt sind deshalb von Interesse, da hier der Untergrund anscheinend zur Gänze aus Werfener Schichten besteht, die im Graben an einzelnen Stellen auch anstehen. Durch die detaillierten Messungen sind ausreichende Grundlagen über die Geschwindigkeiten in diesem wichtigen kalkalpinen Schichtglied gegeben. Dabei zeigte sich, daß der Graben selbst eine Grenze hinsichtlich der Geschwindigkeiten bildet; während die südlich des Grabens gelegenen W e r f e n e r S c h i c h t e n ziemlich konstante Geschwindigkeiten von 2800—2900 m/sec aufweisen, wurden nördlich des Grabens wesentlich höhere Werte von 3300—3900 m/sec gemessen. Wenn auch in den Werfener Schichten eine gewisse Geschwindigkeitsanisotropie sicher vorhanden ist, dürfte im konkreten Fall doch eher an eine Störung zu denken sein.

2.8. Refraktionsseismik Tauernautobahn-Abschnitt Pongau und Lungau

Im Bereich der Trasse der Tauernautobahn im Pongau und Lungau wurden bei besonders schwierigen Streckenabschnitten refraktionsseismische Messungen ausgeführt, um die Mächtigkeit der Quartärbedeckung und das Relief des Felsuntergrunds zu erkunden. Wenn auch der Zweck der Untersuchungen ein rein baugeologischer war, so ließen sich dennoch nützliche Hinweise für die Brauchbarkeit der Methode bei geologisch-tektonischen Fragen gewinnen. Jedenfalls fiel ein umfangreiches Datenmaterial über das Geschwindigkeitsverhalten der einzelnen Gesteine und Gesteinsserien an, das vor allem für die Interpretation tiefen-seismischer Messungen von großer Bedeutung ist. Folgende großtektonische Einheiten wurden von den Messungen berührt:

G r a u w a c k e n z o n e :

Die Grauwackenschiefer zeigen im Raum von Eben/Pongau überraschend konstante Geschwindigkeiten von 3600—3800 m/sec. An Stellen, wo die Profile fast senkrecht zur Schieferung verlaufen, wurden allerdings beträchtlich niedrigere Werte festgestellt. Dies ist einerseits durch die Geschwindigkeitsanisotropie verursacht, könnte jedoch auch durch eine bei steilem Einfallen in der Schieferungsrichtung tiefer herabreichende Verwitterung bewirkt worden sein.

Q u a r z p h y l i t z o n e :

Das gesteinsphysikalische Verhalten dieser Serie konnte im Gebiet von Flachau eingehend untersucht werden, wobei sich ergab, daß die Phyllite durch einen wenig streuenden Geschwindigkeitswert von 3000—3100 m/sec gut gekennzeichnet sind.

Unterostalpin der Radstädter Tauern:

Die Schieferserien weisen Geschwindigkeiten von 3400—3700 m/sec auf, wobei die Streuung teilweise auf die Geschwindigkeitsanisotropie zurückzuführen ist. Deutlich heben sich davon die Quarzite ab, die sehr hohe Geschwindigkeiten von ca. 5000 m/sec zeigen. Die Quarzite wären daher als Leithorizont für seismische Detailmessungen in der Radstädter Zone bestens geeignet. Sehr aufwendig gestalteten sich die Messungen beim Tauerntunnel-Nordportal einerseits wegen des schwierigen Geländes und andererseits wegen der großen Mächtigkeit der Moräne (über 80 m) und den dadurch bedingten schlechten Energiedurchgang (Bl. 14). Bei den W der Tunnelachse verlaufenden Profilen weist der Untergrund hohe Geschwindigkeiten von 4800—5000 m/sec auf. Es sind dies Werte, die für Phyllite viel zu hoch sind und eher für Quarzite sprechen würden. Bei der Tunnelmündung selbst wurden Geschwindigkeiten von 3450 m/sec gemessen, wobei hier nach der Geologie Serizit-Chlorit-Quarzphyllite anstehen.

Schieferhülle:

Im Meßgebiet Wald zeigt der Felsuntergrund, der auf der südwestlichen Talseite von einer bis 20 m mächtigen Moräne überlagert wird, hohe Geschwindigkeiten von 4200—4700 m/sec. An der Straßenböschung im Talgrund stehen Phyllite mit Kalkbänken an, wobei letztere die hohen Geschwindigkeiten verursachen dürften.

Bei den Profilen nahe dem Ort Zederhaus wurden dagegen in der Schieferhülle wesentlich niedrigere Geschwindigkeiten von 2600—2700 m/sec gemessen. Die nächsten Aufschlüsse im Ortsgebiet zeigen feinschiefrige Phyllite, die somit in diesem Abschnitt dominieren dürften.

Bei Liessen zeigten zwei kurze Profile den Felsuntergrund in wenigen m Tiefe anstehend, wobei die Geschwindigkeiten 3000—3600 m/sec betrugen.

2.9. Refraktionsseismik Reitalpsbach

Im Gebiet des Reitalpsbachs S Hüttenschlag wurden im Jahre 1969 in ca. 1500 m Sh. für die Wildbach- und Lawinenverbauung, die hier eine Sperrenstelle plante, refraktionsseismische Messungen ausgeführt. An den Hängen beiderseits des Bachs liegt über dem Kristallin bis zu 26 m mächtige Moräne, während im Bachbett selbst nur mehr wenige m Quartär vorliegen. Die Gesteine der Schieferhülle zeigen eine bimodale Geschwindigkeitsverteilung mit Werten von 2800 bis 2900 m/sec, während das zweite Maximum bei 3400 m/sec liegt. Es wären noch weitere Untersuchungen erforderlich, um die Frage eindeutig zu klären, ob diese Variationen lediglich auf eine Geschwindigkeitsanisotropie zurückzuführen sind oder ob sie auf eine entlang des Tals verlaufende Störung hinweisen.

2.10 Refraktionsseismik Hüttwinkelache — Bockhartsee

Die in diesen Gebieten im Jahre 1971 ausgeführten refraktionsseismischen Messungen dienten als Grundlage bei der Projektierung eines Kraftwerkbaus. Im Gebiet Hüttwinkelache (N Kolm-Saigurn und S von Lensangerbach) waren hinsichtlich des festen Felsuntergrunds insoferne Komplikationen zu erwarten, als Teile der Schieferhülle schichtparallel abgerutscht sein könnten. Nach der

geologischen Karte von EXNER (1956) war unter dem Quartär die basale bzw. zentrale Schieferhülle zu erwarten. Geschwindigkeitswerte um 2700 m/sec dürften eher den Phylliten entsprechen, während der häufig gemessene Wert von 3500 m/sec nach den Bohrdaten Gneisen zuzuordnen ist. Auch die maximalen Geschwindigkeitswerte von 3800 m/sec sind für Gneise noch relativ niedrig (Beilage 15).

Die Messungen S vom Bockhartsee sind deshalb bedeutungsvoll, weil hier in einem größeren Areal die Geschwindigkeiten des Zentralgneises in-situ ermittelt werden konnten. Nach EXNER handelt es sich um hybride Granitgneise, deren Faltenachsen flach nach NW einfallen. Die dichten Gneise zeigen Geschwindigkeiten von 4500—4800 m/sec. Eine Minimumzone, in der die Geschwindigkeiten auf 3500—3800 m/sec herabsinken, erstreckt sich ca. 100 m W der Bockhartseehütte vermutlich unter NNE-Streichen. Ob diese Minimumzone nur auf eine Geschwindigkeitsanisotropie zurückzuführen ist oder auf eine tektonisch bedingte Gesteinsauflockerung, kann derzeit noch nicht entschieden werden (Beilage 16).

2.11. Refraktionsseismische Messungen bei Seebenstein/NÖ

Im Bereich der geplanten Trasse der Südautobahn wurden zwischen Kilometer 53—55 auf der Westseite des Pittentals bei Seebenstein refraktionsseismische Messungen ausgeführt, die mit den Ergebnissen einer baugeologischen Detailaufnahme und mit 19 Bohrungen korreliert werden konnten.

Von diesen Aufschlußarbeiten her war bereits bekannt, daß es sich um ein Gebiet mit kompliziertem geologischen Bau handelt: Tertiär (fluviatiles Oberpannon und Miozän) transgrediert über einem Rauhwackenhorizont, der dem Kristallin (Gneisen) auflagert. Mehrere sich kreuzende Bruchsysteme zerlegen das Gebiet in einzelne Staffeln, wobei die Sprunghöhen ca. 10—20 m betragen. Durch die Seismik konnten die Mächtigkeiten und Tiefenlagen des Tertiärs und des Rauhwackenhorizonts erkundet werden. Das Streichen der Brüche ist meist in NE-Richtung, der Nordflügel ist der abgesenkte.

Während das Tertiär im S nur als dünne, wenige m mächtige Decke der Rauhwacke aufliegt, erreicht es im N (SW Bahnhof Seebenstein) bereits Mächtigkeiten von 50 m. Die Geschwindigkeiten des Tertiärs sind entsprechend seinem fluviatilen Charakter wesentlich niedriger als in den gleichaltrigen marinischen Schichten und betragen 600—1000 m/sec. Stärkere Geschwindigkeitsvaritionen weist auch der Rauhwackenhorizont auf, nämlich Werte von 1200 bis 2000 m/sec. Lokal können — durch Bohrungen belegt — die Geschwindigkeiten auch auf ca. 1000 m/sec herabsinken, so daß sich dann Schwierigkeiten hinsichtlich der Abgrenzung zum hangenden Tertiär ergeben können. Im S des Meßgebiets wurden auch stärker verfestigte Rauhwacken mit Geschwindigkeiten von 2700 m/sec beobachtet. Im Nordteil des untersuchten Gebiets, wo das Tertiär bereits größere Mächtigkeiten erreicht, wurde in 30—50 m Tiefe ein Horizont mit Geschwindigkeiten von 1900—2300 m festgestellt. Da die Bohrungen dieses Abschnitts das Tertiär nicht durchteuft haben, ist seine lithologische Natur unsicher, am ehesten dürfte es sich jedoch auch hier um den Rauhwackenhorizont handeln (Beilage 17).

Größere Unsicherheit herrscht bezüglich der lithologischen Identifizierung der unterhalb der Rauhwacke gelegenen Refraktoren. Bei einer Bohrung wurde Dolomit angetroffen, in dem eine Geschwindigkeit von 3800 m/sec gemessen wurde. Vereinzelt werden auch höhere Geschwindigkeiten von 4300—4800 m/sec gemessen, wie sie für dichte Dolomite typisch sind. Ansonsten sind die Geschwindigkeiten des tiefsten Refraktors wesentlich niedriger, nämlich zwischen 2600—3600 m/sec, ohne daß ein bestimmter Geschwindigkeitsbereich dominieren würde. Es dürfte sich hier um das weiter im W anstehende K r i s t a l l i n (Glimmerschiefer, Gneise?) handeln.

3. Montangeophysik

Bei montangeophysikalischen Untersuchungen kann man von einem praktischen Gesichtspunkt ausgehend eine Einteilung treffen, und zwar in Messungen an bereits bekannten oder in Abbau befindlichen Vorkommen und solche zur Auffindung neuer Mineralvorkommen. Die erstgenannten Messungen werden meist viel mehr ins Detail gehen, während bei letzteren normalerweise ein größeres Gebiet untersucht wird, wobei sich zwangsläufig ein engerer Zusammenhang auch mit der regionalen Geologie ergibt. In diesem Abschnitt sollen zunächst nur Ergebnisse von geophysikalischen Detailmessungen an bekannten Vorkommen behandelt werden, die unter verschiedenen geologischen Bedingungen auftreten. Es handelt sich dabei um folgende Mineralien¹: *Antimonit, Bleiglanz-Zinkblende, Graphit, Kaolin, Gips*.

3.1. Geophysikalische Messungen beim Antimonbergbau Schlaining der BBU

Im Gebiet von Schlaining — Neustift wurde im Auftrag der Bleiberger Bergwerksunion ein umfangreiches geophysikalisches Meßprogramm abgewickelt, bei dem Refraktionsseismik, Magnetik, geoelektrische Tiefensondierungen, geoelektrische Widerstandskartierungen, elektromagnetische (Turam) Messungen zum Einsatz gelangten. Über die grundsätzlichen Fragen der Prospektion auf Antimonit in der Rechnitzer Schieferinsel wurde kürzlich zusammenfassend berichtet (L. KOSTELKA, F. WEBER, 1972). Die wesentliche Schwierigkeit liegt dabei darin, daß sich das Antimonerz vom Typus Schlaining in keiner physikalischen Eigenschaft hinreichend vom Nebengestein unterscheidet, so daß sich der Einsatz der Geophysik insbesondere auf die Aufsuchung von Brüchen und Spalten zu beschränken hat. Andererseits hat die enge Zusammenarbeit zwischen Geologie und Geophysik bedeutsame Aussagen aus dem Prospektionsprogramm erbracht, wobei hier nur zwei Fragen behandelt werden sollen, nämlich die Verwendung der geophysikalischen Verfahren als Kartierungshilfe und zur Untersuchung der Tiefenstruktur und Tektonik.

¹ Zum Zeitpunkt der Drucklegung sind noch umfangreiche geophysikalische Messungen in den Niederen Tauern und im Grazer Paläozoikum im Gange, bei denen mittels geoelektrischer — einschließlich elektromagnetischer — Verfahren die Kupfervererzungen bzw. Pb-Zn-Vorkommen untersucht werden sollen.

Im Raum Schönau — Goberling — Plischa, in dem auch der Antimonbergbau umgeht, wurden detaillierte refraktionsseismische, geoelektrische und magnetische Messungen ausgeführt, wobei die Ergebnisse neben den Bergbauaufschlüssen auch durch zahlreiche Bohrungen getestet wurden. Nach L. KOSTELKA (1972) folgt über dem geringmächtigen Konglomerat von Cak eine 150—200 m mächtige Serie serizitischer Phyllite, darüber 60—70 m karbonatische Sedimente (Kalkschiefer, Quarzmarmor mit Antimonvererzung), bis 20 m mächtiger Unterer Grünschiefer und 20—50 m serizitische Phyllite mit Quarzlinsen. Den Abschluß bilden im Hangenden die Oberen Grünschiefer, die 200—300 m Mächtigkeit erreichen (Bl. 18, 19). Auf Grund der hohen Geschwindigkeiten (bis 5000 m/sec) geben die Kalke einen gut durchverfolgbaren Leithorizont ab, der auch in der Geoelektrik durch hohe Widerstände (meist mehrere 1000 Ohm. m) gut charakterisiert ist. Einen etwas niedrigeren Geschwindigkeitsbereich (4000 bis 4500 m/sec) umfassen die quarzreichen Phyllite, die wegen der gleich hohen Widerstände geoelektrisch von den Kalken nicht zu trennen waren. Im Geschwindigkeitsbereich von 4000 m/sec und darunter liegen die Grünschiefer, die jedoch auf Grund ihrer relativ niedrigen Widerstände (100—200 Ohm. Meter) einen sehr brauchbaren geoelektrischen Leithorizont abgeben.

Schwieriger gesteinsphysikalisch abzugrenzen und zu unterscheiden sind die phyllitischen Serien. Die Kalkphyllite zeigen Geschwindigkeiten von 3400—3800 m/sec, die bei Auftreten von graphitischen Lagen bis auf 2800 m/sec absinken können. Es findet daher geschwindigkeitsmäßig eine Überschneidung mit den Serizitphylliten statt, die zwischen 2500—3500 m/sec streuen. Bezuglich der elektrischen Widerstände ist der Serizitphyllit dem Bereich 300—500 Ohm. m zuzuordnen, während in den Kalkphylliten Werte bis 1000 Ohm. m gemessen wurden. Die relativ großen Streuungen in den Phylliten sind jedoch nicht nur lithologisch bedingt, sondern auch eine Folge der Geschwindigkeits- bzw. Leitfähigkeitsanisotropie. Als Beispiel darf eine Widerstandskartierung mit AB/2 (halber Stromelektrodenabstand) = 90 m aus dem Raum Kurth-Schlaggraben angeführt werden, wo die Kalke und Kalkschiefer durch markante Widerstandsmaxima charakterisiert sind, während der Verlauf der dazwischen liegenden Grünschiefer durch die Zonen mit niedrigen Widerständen eindeutig durchverfolgt werden kann (Beilage 20).

Besonders leicht ist die Abgrenzung des Serpents mittels der Magnetik, da dieser sich auf Grund seiner hohen Suszeptibilität (500—5000 10^{-6} cgs-Einheiten) von den viel schwächer magnetisierten Kalken und Phylliten (5—10 10^{-6} cgs-Einheiten) klar unterscheidet.

In der Grube des Antimonbergbaues (Kurthrevier) wurden auch geoelektrische Untertagemessungen (H. JANSCHKEK, 1970) ausgeführt, die hinsichtlich der lithologischen Gliederung in sehr guter Übereinstimmung mit den Resultaten der obertägigen geoelektrischen Messungen stehen, obwohl natürlich die Interpretation eine wesentlich schwierigere ist. Hochohmig (Widerstände größer als 500 Ohm. m) sind auch unterteage die Kalke und Kalkschiefer, während der Grünschieferhorizont je nach Durchfeuchtung Widerstände bis 200 Ohm. m herab aufweist. Die beste Leitfähigkeit — nämlich Widerstände von 5—20

Ohm. m — zeigen die Graphitphyllite, während die Widerstandswerte der eigentlich gesuchten Kluftmylonite, die die Vererzung oftmals begleiten, mit 30—40 Ohm. m etwas darüber liegen.

Bezüglich des weiteren wichtigen Problemkreises der Tektonik konnte zunächst im Bereich des Kurthreviers die für den Bergbau bedeutungsvolle Aussage aus den refraktionsseismischen Daten gemacht werden, daß sich die erzführenden Spalten 1—3 nach E weiter fortsetzen, und zwar mindestens bis zum Serpentin der Kleinen Plischa. Auch S der bekannten Vererzung wurden Hinweise auf mehrere Bruchsysteme, die ebenfalls E-ENE streichen, gefunden.

Nicht in das tektonische Schema zu passen schien zunächst eine im Raum von Schönau gefundene Störung, die sich nach NE fast bis zum Serpentinstock verfolgen ließ und von L. KOSTELKA als Kerschgrabenstörung bezeichnet wurde. Die Schwierigkeit bestand im NE-Streichen dieser Störung, die zunächst ebenfalls als Bruch gedeutet wurde, während bisher diese Tendenz nirgends bekannt war. In der Folge konnte jedoch Dr. A. PAHR trotz des fast aufschlußlosen Geländes die Störung auch durch die Obertagekartierung verifizieren. Die Ergebnisse der Bohrungen Schönau I und II deuten jedoch darauf hin (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. L. KOSTELKA), daß diese Linie mehr den Charakter einer Schuppengrenze aufweist. Durch diese Annahme ergeben sich auch neue Gesichtspunkte bei der Interpretation des Gebietes S vom Kurthrevier. So dürfte das sporadische Auftreten bzw. Aufhören der tieferen seismischen Refraktoren, die bis 12° S einfallen, nicht auf lithologische Ursachen zurückzuführen sein, sondern wären diese als Einschuppung zu deuten (siehe Profil Beilage 18).

3.2. Seismische Messungen im Blei-Zinkbergbau Bleiberg-Kreuth der BBU

Im Jahre 1971 wurden von H. JANSCHEK seismische Untertagemessungen im Bergbau Bleiberg ausgeführt, die im Rahmen eines umfangreichen, unter der Leitung von Prof. Dr. L. KOSTELKA stehenden Forschungsprogramms erfolgten, wobei in den Jahren 1972—1974 auch reflexionsseismische, geoelektrische und magnetische Messungen durchgeführt wurden. Die seismischen Untertagemessungen im Bereich der sogenannten „Kalkscholle“ (H. JANSCHEK, 1973) beinhalteten die grundsätzliche Problemstellung, ob es durch Laufzeitmessungen *in situ* möglich ist, zwischen festem und aufgelockertem Gebirge zu unterscheiden. Weiters sollten auch die räumliche Lage und der Verlauf der vermuteten, durch die Abbautätigkeit entstandenen Auflockerungs- und Entspannungszonen, festgestellt werden. Die Fragestellung konnte einwandfrei gelöst werden, wobei sich beim Vergleich der Intervallgeschwindigkeiten mit Extensometermessungen interessante Zusammenhänge ergaben: ein markantes Geschwindigkeitsminimum, in dem die Longitudinalgeschwindigkeiten bis auf 1200 m/sec herab abnehmen, verläuft völlig konform mit einer bei Extensometermessungen nachgewiesenen Zone maximaler Verformungsänderungen. Durch diese Messungen und Labormessungen (Ultraschall) ergibt sich nunmehr bereits ein gewisser Überblick über die Geschwindigkeitsverhältnisse der triadischen Schichtfolge dieses Gebiets.

Nachstehend eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Daten:

V_L

1. Wettersteinkalk, massig „Kalkscholle“	4500—4600 m/sec (in situ) 4910—5200 m/sec (Ultraschall)
2. Wettersteinkalk Rudolfschacht	5500—6700 m/sec
3. Wettersteinkalk Stefanie	6060—6580 m/sec
4. Wettersteinkalk (unterer) Maxerbank	5830—6240 m/sec
5. Wettersteinkalk (oberer) Franz-Josef-Stollen	5920—6440 m/sec
6. Plattenkalk (Rubland)	5940—6450 m/sec
7. Hauptdolomit (Rubland)	3780—4080 m/sec
8. 2. Zwischendolomit (Rubland)	4200—4680 m/sec
9. 2. Schiefer (Rubland)	4240—4720 m/sec
10. Zwischendolomit 8. Westschachtlauf	3440—3560 m/sec

1. nach H. JANSCHEK, 1971.

2.—3. nach J. SIMANE u. Mitarbeiter, 1973 (Ultraschallmessung).

4.—10. nach H. ANTON u. F. WEBER, 1973 (Ultraschallmessung).

Die bisherigen Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß die Geschwindigkeiten der einzelnen triadischen Schichtglieder geographische und stratigraphische Variationen aufweisen. Eine weitere interessante Aufgabe besteht darin, zu untersuchen, inwieweit sich in den Geschwindigkeitsänderungen ein Zusammenhang mit faziellen Änderungen abbildet, wobei sich insbesondere die durch die Untersuchungen von KOSTELKA u. a. gut bekannte Bleiberger Fazies anbietet. Die Schwierigkeit besteht nun darin, diese faziellen Geschwindigkeitsvariationen von tektonisch bedingten abzutrennen.

Ein weiteres wichtiges Anwendungsgebiet der aus den in situ- und Labormessungen ermittelten Geschwindigkeitsdaten ergibt sich bei der Interpretation reflexionsseismischer Messungen, und zwar einerseits bei der Identifizierung der Reflexionshorizonte, andererseits als Grundlage für die Tiefenberechnung der Reflektoren. Die von der Geominco/Budapest ausgeführten reflexionsseismischen Messungen gestatten die Feststellung, daß die Reflexionsseismik auch in diesem tektonisch stark gestörten Gebiet zu positiven Resultaten führt und

hinsichtlich Tiefeneindringung und Auflösungsvermögen von keiner anderen geophysikalischen Methode erreicht wird.

3.3. Graphitprospektion bei Kaisersberg

In einem Gebiet zwischen Hartl- und Pressnitzgraben wurden im Anschluß an die bestehenden Graphitbaue (Veronika- und Marienstollen) detaillierte Eigenpotentialmessungen vorgenommen. Bekanntlich zeigen Graphite ein natürliches negatives Potential, das nach MOONEY und SATO bis 0,8 Volt betragen kann, wobei allerdings die Entstehung auf komplizierte elektrochemische Prozesse zurückzuführen ist (2 Halbzellenreaktionen mit dem Graphitkörper als verbindenden Leiter). Die Schwierigkeit bei der Lösung des gegenständlichen Problems besteht nun darin, daß auch Graphitschiefer mit relativ geringem Graphitanteil ebenfalls hohe Eigenpotentiale liefern können. Die Größe des gemessenen Potentials ist außerdem deshalb kein geeignetes Unterscheidungsmerkmal, da dieses auch von der Tiefenlage des Vorkommens abhängt. Die Geologie des Gebietes ist durch die Arbeiten über die Steirische Grauwackenzone von K. METZ und durch eine montangeologische Detailaufnahme im Maßstab 1 : 2000 von H. HOLZER gut bekannt.

Der Karbonzug besteht bei Kaisersberg aus einer Serie von Phylliten, Graphitschiefern, Quarziten und Konglomeraten und wird vom Rannachkonglomerat unterlagert. Dazwischen eingeschaltet sind die Graphitlager, die eine charakteristische spindelförmige Gestalt mit einer Längserstreckung bis 150 m aufweisen.

Schon zu Beginn der Messungen ergab sich eine überraschende Feststellung, daß der gesamte Karbonzug gegenüber dem Rannachkonglomerat eine riesige negative Anomalie von mehr als —600 mV bildet. Es können somit die Grenzen der beiden Gesteine durch die Eigenpotentialmessungen genau festgestellt werden, was in dem oft aufschlußlosen Gelände eine wesentliche Kartierungshilfe darstellt. Aus dieser regionalen Anomalie ragen nun mehrere langgestreckte negative Maxima mit Werten von —700 bis —770 mV heraus, die generell WNW-NW streichen (Bl. 21). Die oftmals vorhandene Symmetrie zeigt an, daß die Störkörper steil stehen. Diese Anomalien befinden sich genau in der streichenden Fortsetzung der bekannten Graphitzüge, so daß mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann, daß diese sich nach NW in Form von weiteren Linsen fortsetzen. Die im N des Meßgebietes gelegene maximale Anomalie mit —770 mV, die nahe dem theoretisch möglichen Höchstwert liegt, läßt den Schluß auf eine geringe Tiefenlage zu. Die Lage der in den höheren Gehängeteilen sich abzeichnenden Anomalien stimmt ebenfalls gut mit den Ergebnissen von Schurfröschen und Aufschlüssen an einer Straßenböschung überein. Innerhalb des Karbons treten jedoch auch relativ zu den Graphitschiefern positive Anomalien auf. Diese zeigen oftmals dieselbe Einregelung (NW-Streichen) und Form wie die negativen Graphitanomalien. Vermutlich dürfte es sich hierbei um Quarzitlagen handeln, die lokal vielleicht bis 10 m Mächtigkeit anschwellen. Im N des Meßgebietes wäre auch an die Einschaltung von Bändermarmoren und Kalken zu denken, die nach HOLZER beim Hartlgraben anstehen. Ungeklärt ist derzeit noch die Bedeutung einer breiten plattformartigen Ano-

malie beim Gehöft Bleimeier, die anscheinend nur durch einen schmalen Zug von Karbonschiefer vom Rannachkonglomerat im S abgetrennt wird.

Die NW streichenden negativen Anomalien werden stellenweise von einem markanten NE-Streichen der Isopotentiallinien unterbrochen bzw. abrupt abgeschnitten, was auf generell NE-streichende Störungen hinweist.

Die bisherigen Ergebnisse berechtigen zu der Annahme, daß durch die Eigenpotentialmessungen eine einfache Methode zur Untersuchung mäßiger Tiefenbereiche in der graphitschieferführenden Grauwackenzone gegeben ist, die auch für die Tektonik relevante Aussagen gestattet.

3.4. Refraktionsseismische Messungen beim Gipsbergbau Preinsfeld/NÖ

Der unmittelbare Anlaß dieser Untersuchungen war die Frage, ob und wo der vom Preinsfeldertal nach NW vorgetriebene Stollen den in Abbau befindlichen Gipsstock erreichen würde. Die Ergebnisse bilden einen Beitrag zur lokalen Geologie, insbesondere zur Tektonik dieses Gebietes, das von B. PLÖCHINGER (1964—1968) einer eingehenden Neuaufnahme unterzogen wurde. Darüber hinaus stand eine montangeologische Aufnahme des Meßgebietes einschließlich der Bohrergebnisse von H. HOLZER zur Verfügung. Da die Geschwindigkeiten der vorkommenden Gesteine im Handstück (Ultraschall), im Aufschluß und bei den seismischen Aufstellungen im Bereich von 220 m gemessen wurden, ist die Annahme berechtigt, daß die Resultate nicht nur für die Gipsprospektion, sondern auch für die Untersuchung der Tektonik von Werfener Schiefer bedeckten Gebieten von Belang sind.

Nach PLÖCHINGER und HOLZER zeigt der Gipsstock eine NW-SE verlaufende Erstreckung, wobei er auf der SW-Seite mittelsteil unter Werfener Schiefer einfällt. Auf den Hängen E vom Abbau stehen Gutensteiner Dolomite an, die teils mittelsteil bis steil nach NW, teils nach SW einfallen. Die gesuchte Fortsetzung nach SE hin ist nun von einer Verwitterungsschicht völlig verhüllt. Diese besteht aus dem geringmächtigen V_1 -Horizont ($V_1 = 400$ — 500 m/sec) und dem bis 15 m mächtigen V_2 -Horizont mit Geschwindigkeiten von 900 bis 1000 m/sec, der lithologisch aus der Verwitterungsschwarze der Werfener Schichten, im NE-Teil des Meßgebietes auch aus verwitterten Rauhwacken und Kalkschutt besteht (Bl. 22). Erst die darunterliegenden V_3 - und V_4 -Horizonte entsprechen dem unverwitterten Kalkalpin und lassen dessen Bauplan erkennen. Die Werfener Schichten weisen Geschwindigkeiten von 2200—2800 m/sec auf, wobei eine Geschwindigkeitsanisotropie wahrscheinlich ist. Lokal kommt auch ein Horizont mit ca. 1800 m/sec vor, bei dem es sich um aufgelockerte Werfener Schiefer mit Kalkbrocken nach den Ergebnissen der Bohrungen handelt. Der Gips zeigt in dem durch Bohrungen überprüften Bereich Geschwindigkeiten um 4000 m/sec. In größerer Tiefe tritt bei einem Teil der Profile ein S-fallender Refraktor mit hohen Geschwindigkeiten von 4200—4800 m/sec auf, dessen Lithologie noch nicht getestet ist; es könnte sich um Anhydrit oder Karbonate handeln. Ebenso ist die Identität eines Refraktors mit $V = 3200$ bis 3300 m/sec noch nicht geklärt, der im NE und E des Meßgebietes auftritt. Dieser könnte harten, kalkigen Lagen innerhalb der Werfener Schiefer oder einem Rauhwackenhorizont entsprechen. Bemerkenswert sind die beträchtlichen

Unterschiede zwischen den im Labor mittels Ultraschall an Proben und den in situ gemessenen Gesteinsgeschwindigkeiten. Die Labormessungen zeigten für Gips parallel zur Schichtung Longitudinalgeschwindigkeiten von 4200—5000 m/sec, senkrecht zur Schichtung dagegen nur Werte von 3900—4600 m/sec. Auch die Werfener Schiefer zeigen mit Ultraschallgeschwindigkeiten von ca. 3700 m/sec beträchtlich höhere Werte als in situ.

Auf Grund der seismischen und geologischen Daten ergibt sich ein Bild von der Struktur des Untergrundes, wonach der Gipsstock anscheinend eine sich nach SE zu verschmälernde „Linse“ bildet, die von steil einfallenden Flächen gegen die umhüllenden Werfener Schiefer begrenzt wird. Die vorherrschende Tektonik ist in den dem Stollen parallelen Längsprofilen (Richtung NW-SE) ein mittelsteiles nach S bzw. SE gerichtetes Einfallen der tiefen Refraktoren.

4. Geophysikalische Messungen für spezielle geologische Fragestellungen

4.1. Geophysikalische Messungen bei Maltern und Bernstein

Für Zwecke der Montanprospektion der BBU¹ — vornehmlich zur Auffindung von Brüchen — wurde im Jahre 1971 ein ca. 15 km² großes Gebiet bei Maltern-Hochneukirchen refraktionsseismisch untersucht. Als Ergänzung dazu wurde im Jahre 1972 der Großteil des Serpentins von Bernstein magnetisch vermessen.

Unterstützt durch Laboruntersuchungen (Ultraschallmessungen) ergeben die refraktionsseismischen Daten einen Überblick über die Geschwindigkeitsverhältnisse der Gesteine der Wechsel-, Rechnitzer- und Grobgneisserie. Dies wiederum ist die Voraussetzung zur Entscheidung der Frage, inwieweit durch Refraktions- bzw. Reflexionsseismik eine Klärung des regionalgeologischen Baus dieser wichtigen Zone möglich ist.

Die Gneise der Wechselserie zeigen in den bisher gemessenen Aufstellungen Geschwindigkeiten bis 5000 m/sec und liegen somit meist im selben Bereich wie die Grobgneise (4100—5000 m/sec). Etwas niedrigere Geschwindigkeiten wurden im Aplitgneis (4000 m/sec) gemessen, die häufig auftretenden Plagioklasamphibolite weisen Werte von 4600 m/sec auf. Im Grenzbereich gegen die Rechnitzer Serie wurden in den Grobgneisen stellenweise beträchtlich niedrigere Geschwindigkeiten als normal (ca. 3500 m/sec) gemessen.

Ein sehr uneinheitliches Bild zeigen die Gesteine der Rechnitzer Serie. Die Kalkschiefer und Kalkphyllite haben Geschwindigkeiten von 2700 bis 3800 m/sec, wobei der Bereich von 3300—3500 m/sec am häufigsten vor-

¹ Für die Interpretation der geophysikalischen Daten war die aus Mitteln der ÖIAG niedergebrachte Tiefbohrung Maltern 1 von größtem Wert, deren Resultate hier noch nicht im Detail eingebaut werden können.

kommt. Es werden anscheinend nirgends so hohe Geschwindigkeiten wie in den Kalken im Raum von Schlaining erreicht. Die Geschwindigkeiten der Grünschiefer liegen im Bereich von 3000—3600 m/sec. Durch eine große Geschwindigkeitsvariation sind auch die Serizitphyllite charakterisiert, nämlich Werte von 2700—3800 m/sec, nördlich Maltern wurden sogar Geschwindigkeiten bis 2200 m/sec herab festgestellt. Zur Ergründung der Ursachen der Geschwindigkeitsvariationen müßte auch die Lage der Aufstellung in bezug auf die Schieferungsflächen bekannt sein, da die Geschwindigkeitsanisotropie in den Gesteinen der Rechnitzer Serie vermutlich erheblichen Einfluß hat.

Trotz der Unvollständigkeit der Geschwindigkeitsdaten dürften diese zu der prinzipiellen Aussage ausreichen, welche Gesteine refraktionsseismische „Leithorizonte“ bilden können und welche Laufzeitkurvenmodelle die verschiedenen tektonischen Annahmen erwarten lassen.

Geologische Detailkartierungen des Meßgebiets liegen von A. ERICH und A. PAHR vor, wobei sich grundlegende Auffassungsunterschiede hinsichtlich der regionalgeologischen Stellung der Rechnitzer Serie und deren Verhältnis zur Grobgneisserie ergaben, was auch für die Interpretation der Refraktionsseismik von erheblicher Bedeutung ist.

Nach A. ERICH (1960) wird die Rechnitzer Serie stratigraphisch ins Paläozoikum (Kambrium — Silur) gestellt, tektonisch wird sie in Analogie zur Grauwackenzone dem Oberostalpin zugeordnet. Das tiefste Element bilden die Granitgneiskerne der Grobgneisserie, umgeben von Hüllschiefern, darüber liegt die Rechnitzer Serie (= Grauwackenzone). Diese wird im Raum Bernstein als Hangendflügel einer Überschiebungsdecke mit synklinalem Bau gedeutet. A. PAHR bestätigt dagegen die Analogie der Rechnitzer Serie mit der Tauernschieferhülle, die bereits 1955 von W. SCHMIDT (1955) angenommen wurde, und stellt diese somit ins Pennin. Die Rechnitzer Serie wird am N-Rand der Schieferinsel stets von der Grobgneisserie überschoben interpretiert. Im Raum Bernstein liege die Rechnitzer Serie auf der „Graphitquarzit-Metabasitserie“, die mit der Habachserie FRASLS (1958) verglichen wird.

Bei einer regionalgeologischen Interpretation im Sinne von ERICH wäre die Grobgneisserie ein erstrangiger seismischer Leithorizont, der sich geschwindigkeitsmäßig von den Gesteinen der darüberliegenden Rechnitzer Serie deutlich unterscheidet. Nach dem tektonischen Schema von PAHR dagegen würde die von Grobgneisserie überlagerte Rechnitzer Serie auf Grund ihrer niedrigeren Geschwindigkeiten im Bereich einer „Blindzone“ zu liegen kommen und daher in den Laufzeitkurven nicht auftreten. Bei Vorliegen einer entsprechenden Mächtigkeit könnten höchstens die Quarzite oder die noch tiefer liegenden Gesteine der Wechselserie refraktionsseismisch erfaßt werden.

Eine W-E verlaufende Linie N Maltern beginnt zunächst in den Wechselneisen mit hoher Geschwindigkeit (4800 m/sec), unter denen bis in Tiefen von mehreren 100 m kein tieferer Refraktor festgestellt wurde (Bl. 23). Erst bei Verquerung der Rechnitzer Serie an die NW-Seite des Hochtanns (Serizitphyllite mit $V = 3700$ m/sec) tritt in ca. 140 m Tiefe ein mittelsteil E ansteigender Refraktor (Geschwindigkeit bis 6000 m/sec!) auf. Es scheint also die Wechselserie gegen E zu anzusteigen. Die Deckengrenze gegen die

Grobgneisserie macht sich unter anderem auch durch eine starke Geschwindigkeitsabnahme sowohl der Serizitphyllite als auch der Schiefergneise bemerkbar. Unter der Grobgneisserie selbst konnten keine Refraktoren (bis in Teufen von ca. 200 m) gefunden werden. Ein Parallelprofil, das im Tal ca. 800 m NE Maltern in östlicher Richtung verläuft, zeigt in seinem westlichen Abschnitt ebenfalls streckenweise den erwähnten Refraktor mit 6000 m/sec Geschwindigkeit; dieser befindet sich aber strukturell ca. 40 m höher, so daß der Horizont anscheinend nach NE zu ansteigt. Unter den Grobgneisen tritt bis zur erreichbaren Eindringtiefe ebenfalls kein tiefer Refraktor auf, was durchaus zu dem erwähnten Bild einer Blindzone passen würde (Bl. 24). Ein weiteres E-W-Profil läßt im Abschnitt S der Züggner Höhe unterhalb der Rechnitzer Serie (in ca. 100 m Tiefe) flachliegende Elemente höherer Geschwindigkeiten (4800—5000 m/sec) erkennen. Ein NW-SE-Profil verquert den Nordrand der Rechnitzer Serie W von Hochneukirchen, wobei unter Kalkphylliten ein flachliegender Refraktor mit $V = 4700$ m/sec (Gneis?) angetroffen wurde. SW Hochneukirchen tritt unter den Grünschiefern, die auch in der Seismik einen flach muldenförmigen Bau erkennen lassen (siehe Profil 4 bei ERICH, 1960), ein Refraktor mit Geschwindigkeiten von 4000—4300 m/sec auf, dessen Lithologie noch nicht geklärt ist (Kalk?). Auch im Abschnitt NW Kirchschlagel treten in 40—60 m Tiefe Refraktoren hoher Geschwindigkeit ($V = 4600$ m/sec) auf, die anscheinend unter den obertägig anstehenden Kalkschiefern und Serizitschiefern flach S fallend durchziehen.

Zur Klärung des regionalen Baus sind unbedingt weitere Untersuchungen mit größeren Aufstellungslängen zwecks Erreichung einer größeren Eindringtiefe erforderlich. Ein generelles Einfallen der Grobgneisserie unter die Rechnitzer Serie scheint im bisher untersuchten Gebiet nicht vorzuliegen.

Die seismischen Ergebnisse lassen sich dagegen besser mit dem Modell Grobgneis über Rechnitzer Serie, wodurch letztere im Bereich einer Blindzone liegt, vereinbaren.

Als sehr aufschlußreich haben sich auch die magnetischen Messungen im Raum Redschlag — Stuben — Bernstein erwiesen, die weiter fortgesetzt werden sollen. Als wesentliches Ergebnis kann vorweggenommen werden, daß sich der Serpentin keineswegs als einheitliche positive Anomalie abzeichnet. Er ist vielmehr durch eine Reihe von stark positiven und fast ebenso großen negativen Anomalien aufgelöst (Bl. 25). Eine markante positive Anomalie ist im Bereich des Donnersriegels ausgebildet (über $+1300 \gamma$), die vermutlich den Bereich der größten Serpentinmächtigkeit markiert. Diese biegt jedoch N vom Donnerriegel in eine NW-Richtung unter allmählicher Verflachung um und wird im N durch eine flache E-W streichende Anomalie (Isanomalien unter -400γ) begrenzt, deren Zentrum noch im Serpentin liegt. Das Gebiet Redlshöhe-Redlschlagkogel, in dem obertags Kalkphyllite und Serizitphyllite anstehen, wird durch schwach negative Anomalien charakterisiert. Das Streichen derselben erfolgt in völliger Übereinstimmung mit der Geologie in ENE- bis NE-Richtung.

Von Steinstückel bis P 855 m ist wiederum eine stark negative Anomalie im Serpentin ausgebildet, die jedoch völlig parallel der Grenze Serpentin-Kalkphyllit streicht. Die Zone der Kalkphyllite-Kalkschiefer-Quarzphyllite im Abschnitt

Redlshöhe-Stuben zeigt generell NE streichende negative Isanomalien zwischen -50 und -100 γ. Im Bereich SW vom Kalteneggberg ist dagegen eine geschlossene ovale Anomalie ausgebildet, in der die Werte bis -20 γ ansteigen; es könnte dies mit einer Hochlage der darunterliegenden Wechselserie in Zusammenhang stehen. Ca. 300 m S vom Steinstückel erstreckt sich eine schmale E-W streichende, stark positive Anomalie im Serpentin. Diese verflacht gegen S und SE allmählich (Mächtigkeitsverminderung des Serpentins in dieser Richtung?), wobei sich ca. 600 m E vom Kimmberg eine NNE streichende negative Anomalie herausbildet. In dem sich gegen S zu verschmälernden Serpentinstreifen S Kimmberg ist eine breite W-WNW streichende, stark positive Anomalie mit über +900 γ ausgeprägt, die einen gegen SSW gerichteten Ausläufer aufweist. Es ist auffallend, daß der Südteil des Serpentinstreifens von Bernstein fast ausschließlich negative Störwerte aufweist, die ca. 300 m N Bernstein eine geschlossene Minimumzone bilden.

Etwa 1,7 km NE Bernstein ist auf der Karte von A. ERICH (1960) eine E-W streichende Mylonitzone in den Hüllschiefern der Grobgneisserie ausgeschieden, die im W am Serpentin endet. Diese fällt in der Magnetik mit einer stark positiven Anomalie (über +1000 γ) zusammen, die auf einen steilstehenden Störkörper hinweist; anscheinend ist diese Mylonitzone mit einer stärkeren Magnetitanreicherung verbunden. Diabasgrünschiefer und Quarzitschiefer, die im Quellgebiet des Günsbachs einen sich nach S stark verbreiternden Streifen zwischen dem geschlossenen Serpentinkörper bilden, kommen im Isanomalienverlauf der Magnetik so klar zum Ausdruck (als Zone negativer Anomalie), daß diese direkt zur Kartierung der Serpentinegrenze verwendet werden könnten.

Ca. 0,5—1,5 km SW vom Kanitzriegel erstreckt sich in NNE-Richtung eine markante positive Anomalie, die zum Teil im südlichsten Ausläufer der Rechnitzer Serie und andererseits bereits in den Hüllschiefern der Grobgneisserie (nach der geologischen Karte von ERICH, 1960) liegt. Möglicherweise ist hier in geringer Tiefe noch ein Serpentinstreifen eingeschuppt.

4.2. Magnetik Neumarkter-Sattel

Im Zuge der magnetischen Vermessung der Steiermark wurde in den Jahren 1969—1970 von H. MAURITSCH ein ca. 45 km² großes Gebiet um den Neumarkter-Sattel bezüglich der magnetischen Vertikalintensität vermessen. Dieser Raum zeigt bereits bei der großräumigen magnetischen Landesaufnahme nach M. TOPERCZER (1968) eine große negative Anomalie in den Isanomalien der Vertikalintensität ($\Delta Z = -150$ Gamma), die von Neumarkt sich nach NW bis ca. Donnersbachwald erstreckt.

Die magnetische Detailaufnahme zeigt dagegen im Bereich des Neumarkter-Sattels eine Reihe von positiven Anomalien mit Störwerten von mehr als 500 Gamma, die durch schwächere, negative Anomalien voneinander getrennt sind. Bei der Interpretation dieser Anomalien ergeben sich bemerkenswerte Beziehungen zur Geologie dieses Gebiets, von dem erst kürzlich eine Neuaufnahme von A. THURNER (1970) erfolgte. Die W vom Neumarkter-Sattel auftretenden hohen, positiven Anomalien werden von Chloritquarziten verursacht, sowie von Grünschiefern, in denen eine Magnetitanreicherung vorkommt. Die östlich des

Sattels auftretenden positiven Anomalien sind eindeutig an die Prasiniten gebunden, die Suszeptibilitäten von über $4000 \cdot 10^{-6}$ cgs aufweisen. Die Bänderkalke machen sich als Zonen schwacher Magnetisierung bemerkbar. Eine deutliche negative Anomalie E von Mariahof könnte einen Bereich markieren, wo Kalk unter dem Pleistozän ansteht.

Nach MAURITSCH besteht jedoch ein Zusammenhang zwischen topographischen Mulden und manchen positiven Anomalien, die durch Magnetitanreicherungen in der Verwitterungsschicht entstanden sind, wobei der Magnetit vermutlich aus den leicht verwitternden Grünschiefern stammt.

Wesentlich flacher sind die positiven Anomalien S und SE vom Neumarkter Sattel. Die anstehende Serie der Serizit-Chlorit-Quarzphyllite des Geirkogels bildet sich hierbei im Isanomalenverlauf deutlich ab. Auffallend ist, daß die Prasiniten bei Neumarkt nur zum Teil positive Anomalien ergeben, welcher Umstand jedoch durch Suszeptibilitätsmessungen an Gesteinsproben bestätigt werden konnte. Ein Teil der positiven Anomalien mit geringer Amplitude ist sicher auf tieferliegende Störkörper zurückzuführen.

Die bisherigen Ergebnisse lassen jedoch abschätzen, inwiefern die Magnetik zur Klärung der tektonischen Verhältnisse der Gurktalphyllite und des Murauer Paläozoikums herangezogen werden kann. Nach Eliminierung oberflächennaher, geologisch bedeutungsloser Anomalien, können die verbleibenden durchaus für Störkörper-Tiefenberechnungen, Ermittlung des regionalen Einfallens von Störungszonen etc. herangezogen werden. Aus den magnetischen Anomalien kann jedoch nicht mit Sicherheit eine vollständige Abgrenzung des zugrundeliegenden Gesteinskomplexes durchgeführt werden. Auch die lithologische Identifizierung der magnetischen Anomalien, für deren Entstehung Prasiniten, Chloritquarzite und teilweise Grünschiefer verantwortlich sind, kann nur durch Einbeziehung geologischer Kenntnisse erfolgreich durchgeführt werden.

4.3. Magnetik Machland/Oberösterreich

In den Jahren 1967—1969 wurde von H. JANSCHEK eine magnetische Detailvermessung des Machlandes im Raum zwischen Mauthausen, Dornach, Münbach und Wallsee durchgeführt, wobei in der Tertiärmulde noch eine Mikromagnetik zur Ausführung gelangte. Ziel der Untersuchungen war es, festzustellen, inwieweit die Magnetik im beckenrandnahen Bereich der Molassezone Aussagen über die Struktur des Untergrunds liefern kann. Labormessungen an Gesteinsproben ließen zunächst keine günstige Prognose für die Magnetik zu, da die Suszeptibilitäten des Mauthausner und Weinsberger Granits einerseits und des Schliers in der selben Größenordnung ($12 - 23 \cdot 10^{-6}$ cgs) lagen; etwas höhere Werte $12 - 58 \cdot 10^{-6}$ cgs) wurden teilweise in den Perger Sanden gefunden, die jedoch auch nicht ausreichen, um dieses Schichtglied magnetisch abzutrennen.

Trotz dieser ungünstigen Prämissen zeigte sich, daß im Isanomalenbild geologisch bedeutsame Strukturen sich abbilden. Die Isolinien zeigen deutlich 2 bevorzugte Richtungen, nämlich eine E-W-Tendenz vornehmlich im Südteil des

Gebietes, und eine sehr markante N-S-Richtung. Letztere stimmt gut mit der Bruchrichtung überein, wie sich besonders überzeugend bei den Detailmessungen bei Tobra zeigte ließ.

Die auffallendsten Charakteristika der magnetischen Karte sind 2 bedeutende positive Anomalien. Die erste erstreckt sich S von Perg annähernd in N-NNW-Richtung mit einem maximalen Störwert um +100 Gamma. Der Störkörper dürfte nach W bzw. S eintauchen. Von den verschiedenen möglichen Ursachen dürfte die Einschaltung eines basischeren Tiefengesteins (Diorit?) die wahrscheinlichste Erklärung sein. JANSCHEK kommt unter der Annahme eines Suszeptibilitätskontrastes von $\Delta K = 4000 \cdot 10^{-6}$ cgs und einer zylinderförmigen Figur zu einer geschätzten Tiefe von 600 m.

Die Anomalie W Mitterkirchen streicht ziemlich genau E-W, wobei der maximale Störwert etwas über +60 Gamma beträgt. Auch hier dürfte die Ursache innerhalb des Kristallins zu suchen sein.

Ein flache Anomalie SE Baumgartenberg lässt zwar ebenfalls eine gewisse E-W-Tendenz erkennen, zeigt jedoch auch eine Korrelation mit der Topographie, da sich ein Ausläufer nach N in das Tal des Klambachs hineinzieht. Es könnte daher auch an eine oberflächennahe Lage infolge Magnetitanreicherung im Tertiär bzw. Quartär gedacht werden.

Unter Einbeziehung der großmaßstäblichen Untersuchungen von BÜRGL und KUNZ (1954) können nunmehr die Anwendungsmöglichkeiten der Magnetik in der Molassezone abgeschätzt werden. Wegen des meist ungenügenden Suszeptibilitätsunterschiedes wird eine durchgehende Erfassung des Reliefs des kristallinen Untergrunds nicht oder nur in Ausnahmefällen möglich sein. Für strukturelle Aussagen dürften vornehmlich die seichteren, beckenrandnahen Gebiete in Frage kommen. Für die Auffindung von Brüchen und Störungszonen, die Untersuchung der Basissande (Verbreitung, Schüttungsrichtungen), wären mikromagnetische Messungen zu empfehlen. In größeren Tiefenbereichen kann die Magnetik Aussagen über das Vorhandensein basischer Gesteinskoplexe innerhalb des Kristallins liefern.

4.4. Magnetische Messungen im oststeirischen Tertiärbecken

Magnetische Messungen zur Untersuchung des geologischen Baus können im oststeirischen Tertiärbecken auf eine lange Tradition zurückblicken. Wurden doch hier bereits 1936 von FORBERGER und METZ im Raum zwischen Leibnitz und Radkersburg die ersten erfolgversprechenden Versuche der Anwendung der magnetischen Aufschlußverfahren gemacht. Im Jahre 1938 konnte M. TOPERCZER den gesamten Südteil des Beckens vermessen, wobei nicht nur der dominierende Muldenbau klar zum Ausdruck kam, sondern auch der Nachweis einer weiten Verbreitung vulkanischer Gesteine unter der tertiären Bedeckung gelang. Nach fast 30jähriger Unterbrechung wurden diese Untersuchungen im Jahre 1967 von den Mitarbeitern des Instituts wieder aufgenommen, wobei nunmehr mit einem wesentlich dichteren Meßpunktabstand (200 m) gemessen wurde. Derzeit ist der Westteil des Beckens in einem ca. 10 km breiten Streifen von Graz bis Wildon untersucht; im N reicht das Meßgebiet bis zur Linie Graz — Weiz — Gleisdorf.

Ferner wurde seit 1971 mit Unterstützung der Rohoel-Aufsuchungs-GesmbH die Konzession Burgau, die im E bis zur burgenländischen Grenze verläuft, ebenfalls im Detail vermessen. Diese Messungen werden in nächster Zeit nach S bis zur Raab fortgesetzt, so daß dann der Großteil des öststeirischen Beckens — wenn auch im Süden durch weitmaschige Übersichtsmessungen — magnetisch untersucht sein wird.

Die Karte der magnetischen Vertikalintensität des Meßgebiets zeigt eine Reihe von verschieden stark ausgeprägten Anomalien, zu deren sinngemäßer Deutung eine Kenntnis der Suszeptibilitäten der wichtigsten Gesteine Voraussetzung ist. Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen kann angenommen werden, daß die Tonmergel des T o r t o n s - P a n n o n s durchwegs niedrige Suszeptibilitäten von $20-50 \cdot 10^{-6}$ cgs aufweisen. Auch die gleichaltrigen Sande und Schotter liegen in derselben Größenordnung. In Verwitterungsprodukten dieser Gesteine kann die Suszeptibilität lokal bis zu $90 \cdot 10^{-6}$ cgs ansteigen.

Bezüglich der Gesteine des Beckenuntergrunds steht mit Sicherheit fest, daß die Dolomite, Kalke und Kalkphyllite des G r a z e r P a l ä o z o i k u m s durchwegs niedrige Suszeptibilitäten aufweisen und sich daher magnetisch nicht vom Tertiär trennen lassen. Kaum höhere Werte als das Tertiär weisen auch die Paragneise des R a d e g u n d e r K r i s t a l l i n s auf, wo an Proben SW von Weiz ca. $30-60 \cdot 10^{-6}$ cgs gemessen wurden. Höhere Werte dürften im Radegunder Kristallin vornehmlich die Amphibolite aufweisen (mehrere $100 \cdot 10^{-6}$ cgs). Die größten Suszeptibilitäten weisen die basischen vulkanischen Gesteine des jungpliozänen und miozänen V u l k a n i s m u s auf, wobei Werte von mehr als $2000 \cdot 10^{-6}$ cgs gemessen wurden.

Im Kristallin des Beckenrandes wurde nur der Sporn S von S t. R a d e g u n d vermesssen, der nach H. FLÜGEL von Injektionsgneisen und Glimmerschiefer-Quarziten aufgebaut wird. Dieser Bereich zeigt einen Wechsel von schwach positiven und negativen Anomalien (von ca. +10 Gamma bis -10 Gamma), wobei die negativen Werte von den Quarziten verursacht sein dürften. Eine positive Anomalie 2,8 km S St. Radegund fällt mit einem auf der Karte von FLÜGEL fast E-W streichenden Amphibolitzug zusammen (Bl. 26). Auch im Tertiär am Oberlauf der Rabnitz wechseln einzelne, schwach positive und negative Anomalien ab, so daß sich hier dasselbe Bild zeigt wie im nördlich und westlich angrenzenden Kristallin. Erst in dem Bereich östlich der N-S streichenden Grenze Kristallin-Tertiär (bei Gschwendt) tritt eine bedeutendere positive Anomalie (über +40 Gamma) auf, die im N von einer negativen Anomalie der selben Größenordnung begleitet wird, welche zunächst E-W streicht, um dann scharf in eine nördliche Richtung in das Kristallin hinein umzubiegen. Besonders aufschlußreich ist der Vergleich Magnetik-Geologie im Bereich der Weizer Bucht und des weit nach SE ins Tertiär hineinreichenden Kristallinsporns des Steinbergs. Auch hier bestätigt sich die Feststellung, daß eine schematische Gleichsetzung der positiven Anomalien mit dem Kristallin und der negativen mit dem Tertiär unzulässig ist.

Südlich W e i z ist eine breite, NE streichende positive Anomalie (ca. +50 Gamma) ausgebildet, wobei der Störkörper anscheinend generell nach NW einfällt, also dieselbe Orientierung aufweist wie in dem aus Glimmerschie-

fer-Quarziten bestehenden Kristallinstreifen N Weiz. Daran schließt sich im S eine flache, unregelmäßig geformte, negative Anomalie an, während nach SE eine positive Achse von dem Kristallinstreifen wegzieht bei der ca. 4 km SE Weiz Werte bis +100 Gamma erreicht werden. Es scheint also W des Weizbachs bei Breitegg das Kristallin in geringer Tiefe anzustehen, wobei auch hier an Amphibolite oder ähnliche Gesteine zu denken wäre. Der Hinweis von E. NEUWIRTH (1951) auf das linsenförmige Auftreten der Amphibolite paßt gut zur Form der positiven Anomalien.

Durch N-NNW streichende negative Anomalien getrennt, schließt sich im W die markante positive Anomalie von R e i t b e r g - M i t t e r d o r f an. Diese liegt im nördlichen Teil noch im Kristallin (Injektionsgneise), bei dem an vier Stellen Proben genommen wurden, die jedoch keine erhöhten Suszeptibilitäten zeigten. Nach einer Unterbrechung durch eine schmale negative Zone folgt S der Raab eine ca. 3 km lange, NE streichende positive (über +80 Gamma) Anomalie. Diese „Anomalie von Buchegg“ setzt sich nach S unter Auflösung in einzelne Teilanomalien und Abnahme des Störwertes (auf ca. 30 Gamma) bis in den Raum von E g g e r s d o r f fort, wobei sie im W und E von parallel verlaufenden, schwach negativen Anomalien begleitet wird. Geologisch lässt sich dieses Bild der Magnetik am besten so deuten, daß der Kristallinsporn des Steinbergs sich nach S zu flach (und anscheinend bruchlos) unter das Tertiär hinein fortsetzt. Das westlich anschließende Gebiet zwischen der Rabnitz und der B 65 ist durch einen raschen Wechsel von kleinräumigen positiven und negativen Anomalien gekennzeichnet, deren Ursache vermutlich seicht gelegen ist (innerhalb des Quartärs bzw. Tertiärs). Erst gegen die R i e s zu wird eine 2–2,5 km breite positive Anomalie dominierend (ca. +30 Gamma), an die sich im W gegen den Raum N von S t. L e o n h a r d eine breite negative Anomalie mit Störwerten um -50 Gamma anschließt. Es ist zu vermuten, daß sich hier bereits der Einfluß der in geringer Tiefe anstehenden, praktisch unmagnetischen Karbonatgesteine des Grazer Paläozoikums bemerkbar macht.

Ein Gebiet positiver Anomalie mit mehreren unregelmäßigen Teilmaxima erstreckt sich im Bereich der P l a t t e zwischen Kroisbach und Wenischbuch. Diese sind eindeutig durch die Serie der Metadiabase und Spilite verursacht, die nach J. H A N S E L M A Y E R (1950) stellenweise reichlich Magnetit und Ilmenit führen. Südlich der Platte erstreckt sich das bekannte, ehemals abgebaute Magnetiterzvorkommen. Die von H. FLÜGEL erwähnten NE streichenden Verwerfer könnten auch den selben Trend der Isanomalien bzw. deren stellenweise scharfes Umbiegen in die NE-Richtung erklären. Es wäre möglich, daß sich die Serie der Metadiabase nach SE unter das Tertiär fortsetzt und auf der Ries in geringer Tiefe ansteht, wo die bereits erwähnte positive Anomalie auftritt. Ob dagegen kleinere positive Anomalien bei Kainbach die weitere südliche Fortsetzung bilden, kann derzeit nicht mit Sicherheit gesagt werden.

Der Raum W G l e i s d o r f ist ausschließlich durch negative Störwerte gekennzeichnet, die bei Brodersdorf auf -40 Gamma absinken. Es beginnt sich hier bereits die größere Eintiefung des Beckens bemerkbar zu machen. Einen anderen Baustil zeigt dagegen das Gebiet E von Gleisdorf. Hier treten in raschem Wechsel meist kleinräumige positive und negative Anomalien auf, wobei die Werte meist zwischen +10 Gamma und -20 Gamma schwanken.

Lediglich N Fünfing tritt eine größere negative Anomalie (Maximum -39 Gamma) auf, die sich nach N zu verbreitert. Es ist anzunehmen, daß diese Anomalien weniger auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind als vielmehr auf Änderungen der Lithologie, da diese Zone zur Gänze im „Gleisdorfer Sarmatsporn“ liegt. Dieser zeigt nach K. KOLLMANN (1964) eine wechselnde Folge von Tonen, Sanden und Kiesen, in die auch Kalke eingeschaltet sind. Vor allem in den Sanden und Kiesen könnten lokal durchaus etwas höhere Magnetitanreicherungen vorkommen, während die Kalke praktisch unmagnetisch sind.

Im Raum K a l s d o r f - I l z haben bereits frühere Übersichtsmessungen (PERNTHANER-WÜSTRICH, 1956) starke positive Anomalien — also Hinweise für das Auftreten vulkanischer Gesteine im Untergrund — ergeben, welche Annahme durch die Tiefbohrung Walkersdorf auch bestätigt wurde. Die nunmehr im Gang befindlichen Detailmessungen lassen jedoch erkennen, daß die Verbreitung der Vulkanite noch weiter nach N reichen dürfte, nämlich bis Großhart-Waltersdorf. Ein markantes Maximum mit +80 Gamma etwa 2,5 km ENE Großsteinbach, das generell N-S streicht, könnte auf einen separaten Schlot oder eine Mächtigkeitszunahme der Basaltdecken hinweisen. Ein weiteres Maximum befindet sich ca. 3,5 km N von Nestelbach (Störwert +120 Gamma) und zieht in ESE-Richtung in den Raum Hainersdorf.

Ein regionaler Anstieg der Isanomalen findet im E des Meßgebietes gegen die Lafnitz zu statt, wo W N e u d a u Störwerte von +60 Gamma gemessen wurden. Der ganz flache Anstieg, der von der Nullisomale ausgeht, paßt eigentlich nicht zu dem Bild, das die Isanomalenkarte sonst über Störkörpern vulkanischen Ursprungs zeigt. Die Messungen in diesem Gebiet sind aber noch nicht abgeschlossen, insbesondere bedarf es weiterer Suszeptibilitätsmessungen an Gesteinsproben, um zu entscheiden, ob nicht vielleicht auch in den tertiären Gesteinen Magnetitanreicherungen vorkommen.

Literatur

ANGENHEISTER, G. & G. STÄDTLER: Bestimmung der Geschwindigkeiten seismischer Wellen aus dem Bereich der Geotrasverse IA. — SPP der DFG „Geodynamik des mediterranen Raumes“, Arbeitsbesprechung am 27./28. 2. 1973 in Salzburg, Originalbeiträge als Manuskript vervielfältigt, München u. Salzburg 1973.

ARANDJELOVIC, D: Geophysical methods used in solving some geological problems encountered in the construction of the Trebišnjica water power plant (in Yugoslavia). — Geoph. Prosp., Vol. XIV, 1, p. 80—97, 1966.

BEER, O. & F. WEBER: Die geophysikalischen Messungen beim Kraftwerk Gralla (Stmk.). — Österr. Wasserwirtschaft, Jg. 20, Heft 1/2, S. 25—30, 1968.

BITTERLICH, W. & H. WÖBKING: Elektrische Potentiale natürlich vorkommender Sulfide und verwandter Verbindungen. — Der Aufschluß, Jg. 21, H. 7/8, S. 267—272, 1970.

BITTERLICH, W. & H. WÖBKING: Geoelektronik. Springer-Verlag Wien — New York, 1972.

BRANDECKER, H.: Hydrogeologie des Salzburger Beckens. — Steir. Beiträge z. Hydrogeologie, 26, S. 5—39, Graz 1974.

BREUSSE, J. J.: Modern geophysical methods for subsurface water exploration. — Geophysics, 28, Vol. 4, p. 633—657, 1963.

BÜRGL, H. & B. KUNZ: Magnetische Messungen im Wiener Becken. — Geol. Jahrbuch, Bd. 70, S. 7—41, Dez. 1954.

CLARK, S. P. Jr.: Handbook of Physical Constants. — The Geological Society of America Inc., Memoir 97, 1966.

DEPPERMAN, K.: An interpretation system for geoelectrical sounding graphs. — Geoph. Prosp., Vol. XXI, No. 3, p. 424—463, 1973.

DUGUID, J. O.: Refraction determination of water table depth and alluvium thickness. — Geophysics, Vol. 33, No. 3, p. 481—488, 1968.

ERICH, A.: Die Grauwackenzeone von Bernstein (Burgenland — Niederösterreich). — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 53, 1960, S. 53—115, Wien 1961.

EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000. — 168 S., Geol. Bundesanstalt, Wien 1957.

EXNER, Ch.: Die Geologie des Thermalstollens und seiner Umgebung. — Forschungen u. Forscher, Bd. V, S. 87—98, 1957—1965 (Thermalstollen Badgastein).

FLÜGEL, H.: Die tektonischen Verhältnisse zwischen Stübinggraben und der Mur. — Mitt. naturw. Ver. Stmk., 84, S. 40—49, Graz 1954.

FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. — Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000, Graz 1961. 2. neubearbeitete Auflage, 288 S., Graz — Wien 1975.

FLÜGEL, H.: Das Neogen der Grazer Bucht. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark, Bd. 105 f., S. 71—77, Graz 1976.

FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. Bundesanstalt, 101, S. 323—472, Wien 1958.

GAßMANN, F.: Seismische Prospektion. — Basel — Stuttgart 1972.

HABENICHT, H. & H. JANSCHÉK: Korrelation von Extensiometermessungen und seismischen Laufzeitmessungen in der Kalkscholle der Grube Kreuth der Bleiberger Bergwerks-Union. Symposium Pracovníku Banského Prumyslu, S. 471—489, 1973.

HANSELMAYER, J.: Petrographische Studien an Hochtrötsch-Diabasen einschließlich einer kurzen Charakteristik der mit ihnen auftretenden Tonschiefer. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. (I), 159, S. 1—10, Wien 1950.

HAUSER, A. & H. URREGG: Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. — Gesteinskundliche Untersuchungen der Lehrkanzel für Technische Geologie und der Lehrkanzel für Festigkeitslehre und Werkstoffprüfung der Technischen Hochschule in Graz, 7. Heft, 42 S., Graz 1951.

HAWKINS, L. V.: The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations. — Geophysics, Vol. 26, p. 806—819, 1961.

HERITSCH, H., J. BORSCHUTZKY & H. SCHUCHLENZ: Zwei vulkanische Gesteine aus den Tiefbohrungen Mitterlabill, östlich von Wildon und von Walkersdorf, südlich von Ilz (Stmk.). — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 95, Jg., S. 104—114, Graz 1965.

HOMILIUS, J.: Über die Auswertung geoelektrischer Sondierungskurven im Falle eines vielfach geschichteten Untergrundes. — *Z. f. Geophysik*, Jg. 27, S. 282—300, 1961.

JANSCHEK, H.: Die refraktionsseismischen Messungen im Unterlauf des Übelbachtals (Mittelsteiermark). — *Steir. Beiträge z. Hydrogeologie*, Jg. 1969, S. 27—36, Graz 1969.

JANSCHEK, H.: Magnetische Messungen im Machland (Oberösterreich) und deren geologische Ergebnisse. — *Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte*, Jg. 115, H. 12, S. 425—429, 1970.

JANSCHEK, H.: Geothermische Messungen an Bohrungen und artesischen Brunnen in der Oststeiermark. — *Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung*, Bd. 33, S. 83—91, Graz 1975.

JANSCHEK, H.: Temperaturmessungen in den Bohrungen im Murtal zwischen St. Stefan ob Leoben und Kraubath. — *Berichte d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung*, Bd. 34, S. 47—52, 1976.

KAILA, K. L. & H. NARAIN: Interpretation of seismic refraction data and the solution of the hidden layer problem. — *Geophysics*, Vol. 35, No. 4, p. 613—623, 1970.

KOLLMANN, K.: Jungtierär im Steirischen Becken. — *Mitt. Geol. Ges. in Wien*, 57. Bd., H. 2, 1964, S. 479—632, Wien 1965.

KOSTELKA, L.: Beiträge zur Geologie der Bleiberger Vererzung und ihrer Umgebung. — *Sonderheft 28, Festschrift Kahler, Carinthia II*, S. 283—289, Klagenfurt 1971.

KOSTELKA, L. & F. WEBER: Geophysikalische Prospektion auf Antimonit bei Schlaining im Burgenland (Ostösterreich). — *Schriften d. Ges. Deutscher Metallhütten- u. Bergleute e. V.*, Heft 24, S. 115—136, Clausthal-Zellerfeld 1972.

MAURITSCH, H.: Verteilung der Magnetischen Vertikalkomponente im Gebiet des Neumarkter Sattels. — *Archiv f. Lagerstättentforschung in den Ostalpen*, II. Band, S. 85—100, 1970.

MEIDAV, T.: Nomograms to speed up seismic refraction computations. — *Geophysics*, Vol. 25, p. 1035—1053, 1960.

METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — *Jb. Geol. Bundesanstalt*, 87, S. 165—193, Wien 1938.

METZ, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 300.000. — *Mitt. d. Naturwissenschaftl. Vereins f. Steiermark*, Bd. 89, S. 87—103, Graz 1959.

MOONEY, H. M. & E. ORELLANA: Master Tables and Curves for vertical electrical sounding over layered structures. — *Interciencia*, Madrid 1966.

MUSGRAVE, A. W.: Seismic refraction prospecting. Tulsa 1967.

PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — *Verhandl. Geol. Bundesanstalt*, S. 274—283, 1960.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwechattal-Lindkogelgebietes W Baden (Niederösterreich). — *Geol. Bundesanstalt*, Wien 1970.

RIZZI, P.: Geothermische Messungen im Bleiberger Grubenrevier — Kärnten. — *Carinthia II*, 160/80. Jg., S. 45—54, 1970.

SATO, M. & H. M. MOONEY: The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. — *Geophysics*, Vol. 25, No. 1, p. 226—249, 1960.

SCHMIDT, W. J.: Bericht über die Untersuchung des Lagerungsverhältnisses zwischen der Schieferinsel von Maltern und dem umgebenden Kristallin. — *Anz. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl.*, S. 231—233, 1955.

SIMANE, J., J. SKLENAR, H. HRIBERNIGG, L. KOSTELKA & H. RAINER: Seismoakustische Untersuchungen zur Vorhersage von Gebirgsschlägen. — *Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte*, 118. Jg., H. 12, S. 375—384, 1973.

SOSKE, J. L.: The blind zone in engineering geophysics. — *Geophysics* Vol. 24, p. 359 bis 365, 1959.

THURNER, A.: Hydrogeologie. — 350 S., Springer-Verlag, Wien — New York 1967.

THURNER, A.: Geologie des Gebietes Neumarkt — Mühlen, Steiermark. — *Jb. Geol. Bundesanstalt*, Bd. 113, S. 1—72, Wien 1970.

TOPERCZER, M.: Erdmagnetische Bodenuntersuchungen in der Südoststeiermark. — *Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte*, Jg. 92, H. 10/11, S. 157—165, Wien 1947.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — *Mitt. Geologie- und Bergbaustud.*, S. 3—62, 1959.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., 11 Taf., F. Deuticke Verlag, Wien 1963.

VOHRYZKA, K.: Hydrogeologie von Oberösterreich. — Linz 1973.

WEBER, F.: Die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in der Mineralwassertiefbohrung Oberlaa. — Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 83. Jg., H. 11, S. 397—402, 1967.

WEBER, F.: Geophysics Göpfritz Area; in H. Küpper: Göpfritz, Austria, Site for a 300 GeV-Synchrotron. — Geol. Bundesanstalt, S. 31—33, Wien 1967.

WEBER, F.: Die refraktionsseismischen Messungen im Murtal zwischen Peggau und Eggenfeld (Mittelsteiermark) und ihre Bedeutung bei der hydrogeologischen Erforschung der quartären Schotterbecken. Steir. Beiträge zur Hydrogeologie, Bd. 21, S. 5—25, Graz 1969.

WEBER, F.: Refraktionsseismische Messungen im Stiefingtal bei Wildon. — Berichte d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, Bd. 23, S. 235—254, Graz 1973.

WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — Min.-Petr. Mitt., S. 136—181, Leipzig 1932.

WINKLER-HERMADEN, A.: Hydrogeologische Studien über Grundwässer in Steiermark, I. Teil. — Steir. Beiträge zur Hydrogeologie, Jg. 1958, H. 1/2, S. 8—43, Graz 1958.

WÖBKING, H.: Über den Zusammenhang zwischen mechanischen und elektrischen Gesteinsparametern als Fundament einer gezielten geoelektrischen Lagerstättenerkundung. — Jahresberichte 1971, 1972, 1973 für den Fonds zur Förderung d. wissenschaftlichen Forschung.

ZIRBEL, N. N.: Comparison of break-point and time-intercept methods in refraction calculations. — Geophysics, Vol. 19, P. 716—721, 1954.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Franz WEBER, Institut für Erdölgeologie und Angewandte Geophysik der Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Bisher sind folgende Mitteilungshefte erschienen:

Heft 1: F. Heritsch: Neue Versteinungen aus dem Devon von Graz, Graz, 1937.

Heft 2: E. Haberfeller: Die Geologie des Eiserenerzer Reichenstein und des Polster. Graz, 1935 (vergriffen).

Heft 3: K. Murban: Die vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach. Graz, 1939.

Heft 4: W. v. Teppner: Tiere der Vorzeit. Graz, 1940.

Heft 5: M. Loehr: Die Radmeister am steirischen Erzberg bis 1625.

E. Ehrlich: Aus den Werfener Schichten des Dachsteingebietes bei Schladming. Graz, 1946.

Heft 6: W. v. Teppner: Das Modell eines steirischen Floßofens im Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Bergbau und Geologie. Graz, 1941.

Heft 7: K. Murban: Riesen-Zweischaliger aus dem Dachsteinkalk. Graz, 1952.

Heft 8: M. Mottl: Steirische Höhlenforschung und Menschheitsgeschichte. Graz, 1953 (vergriffen).

Heft 9: Die Bärenhöhle (Hermann-Bock-Höhle) im kleinen Brieglersberg. Totes Gebirge.

I. K. Murban: Geologische Bemerkungen zum Bau des Südosteiles des Toten Gebirges. — II. M. Mottl: Ergebnisse der Befahrung und Untersuchung der Höhle. Graz, 1953 (vergriffen).

Heft 10: W. Fritsch: Die Gumpeneckmarmore. — W. Fritsch: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. Graz, 1953.

Heft 11: Eiszzeitforschungen des Joanneums in Höhlen der Steiermark. K. Murban: Geologische Bemerkungen. — M. Mottl: Die Erforschung der Höhlen. Graz, 1953.

Heft 12: A. Schouppé: Revision der Tabulaten aus dem Paläozoikum von Graz. Die Favositiden. Graz, 1954.

Heft 13: M. Mottl: *Hipparium*-Funde der Steiermark. *Dorcatherium* im Unterpliozän der Steiermark. Graz, 1954.

Heft 14: O. Homann: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur — Stanz. Graz, 1955.

Heft 15: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. — M. Mottl: Neue Grabungen in der Repolusthöhle bei Peggau in der Steiermark. (Mit einem Vorwort von K. Murban.) Graz, 1956.

Heft 16: W. Stipperger: Schrifttum über Bergbau, Geologie mit Karstforschung und Heilquellen, Hydrogeologie, Mineralogie, Paläontologie, Petrographie und Speleologie des politischen Bezirkes Liezen, Steiermark, von 1800 bis 1956. Graz, 1956.

Heft 17: H. Flügel: Revision der ostalpinen Heliolitina. Graz, 1956.

Heft 18: G. Kopetzky: Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. Graz, 1957.

Heft 19: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. — A. Papp: Bemerkungen zur Fossilführung von Jagerberg bei St. Stefan in der Oststeiermark. Graz, 1958.

Heft 20: A. Thurner: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. Graz, 1959.

Heft 21: A. Thurner: Die Geologie der Berge nördlich des Wölzertales zwischen Eselsberg und Schönberggraben. Graz, 1960.

Heft 22: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. VI. Neue Säugetierfunde aus dem Glanzkohlenbergbau von Fohnsdorf. Die Dorcatherien (Zwerghirsche) der Steiermark. Graz, 1961.

Heft 23: H. Flügel: Die Geologie des Grazer Berglandes. Graz, 1961 (vergriffen).

Heft 24: E. Flügel und E. Flügel-Kahler: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). Graz, 1962.

Heft 25: E. Worsch: Geologie und Hydrologie des Aichfeldes. Graz, 1963.

Heft 26: M. Mottl: Bärenphylogenetische in Südostösterreich. Graz, 1964.

Heft 27: A. Fenninger und H. Hötzl: Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). Graz, 1965.

Heft 28: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark VII—IX. Graz, 1966.

Heft 29: W. Stipperger: Almanach des steirischen Berg- und Hüttenwesens. Graz, 1968.

Heft 30: A. Alker — H. Haas — O. Homann: Hangbewegungen in der Steiermark. Graz, 1969.

Heft 31: M. Mottl: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südostösterreichs. Graz, 1970.

Heft 32: E. Worsch: Geologie und Hydrologie des Murbodens. Graz, 1972.

Heft 33: K. Metz: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. — F. Ebner: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). Graz, 1973.

Heft 34: F. Ebner: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. Graz, 1973.

SH 1: H. W. Flügel: Die Geologie des Grazer Berglandes, 2. neubearb. Aufl. Graz, 1975.

Heft 35: Festschrift K. Metz. Graz, 1975.

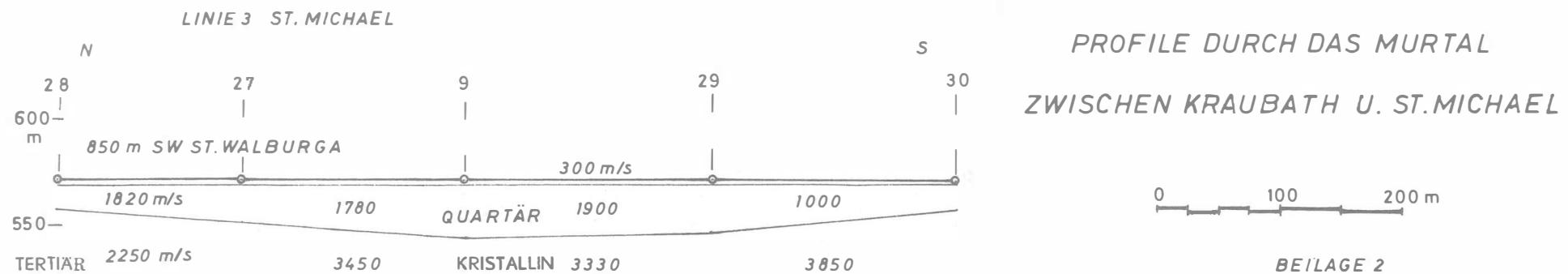
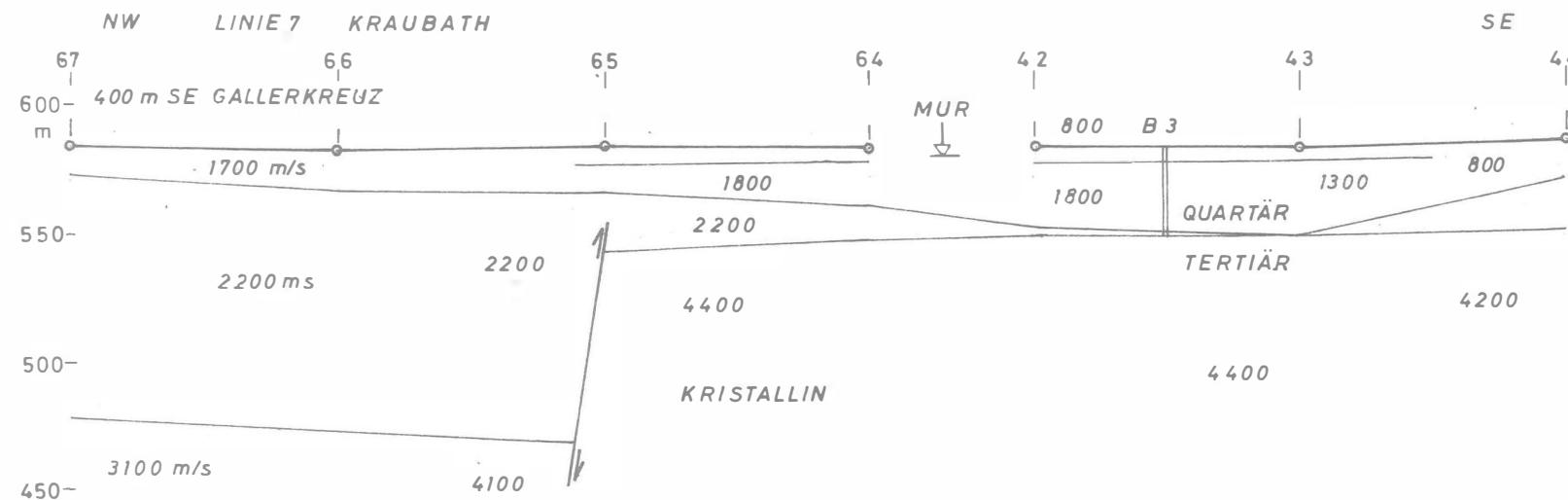
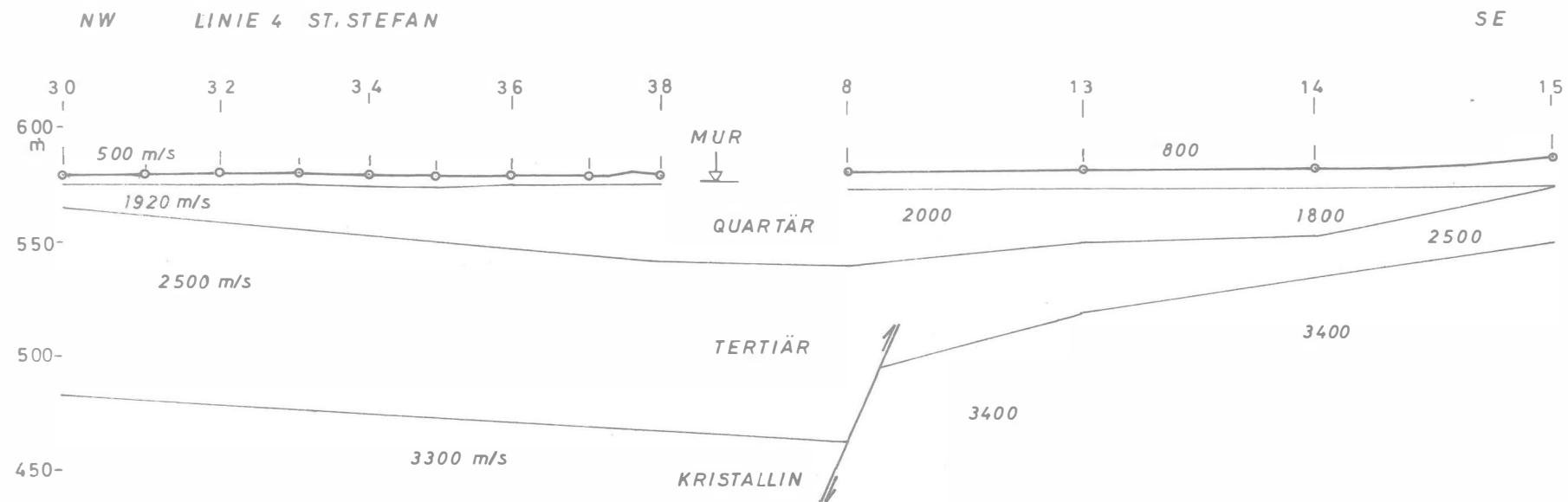


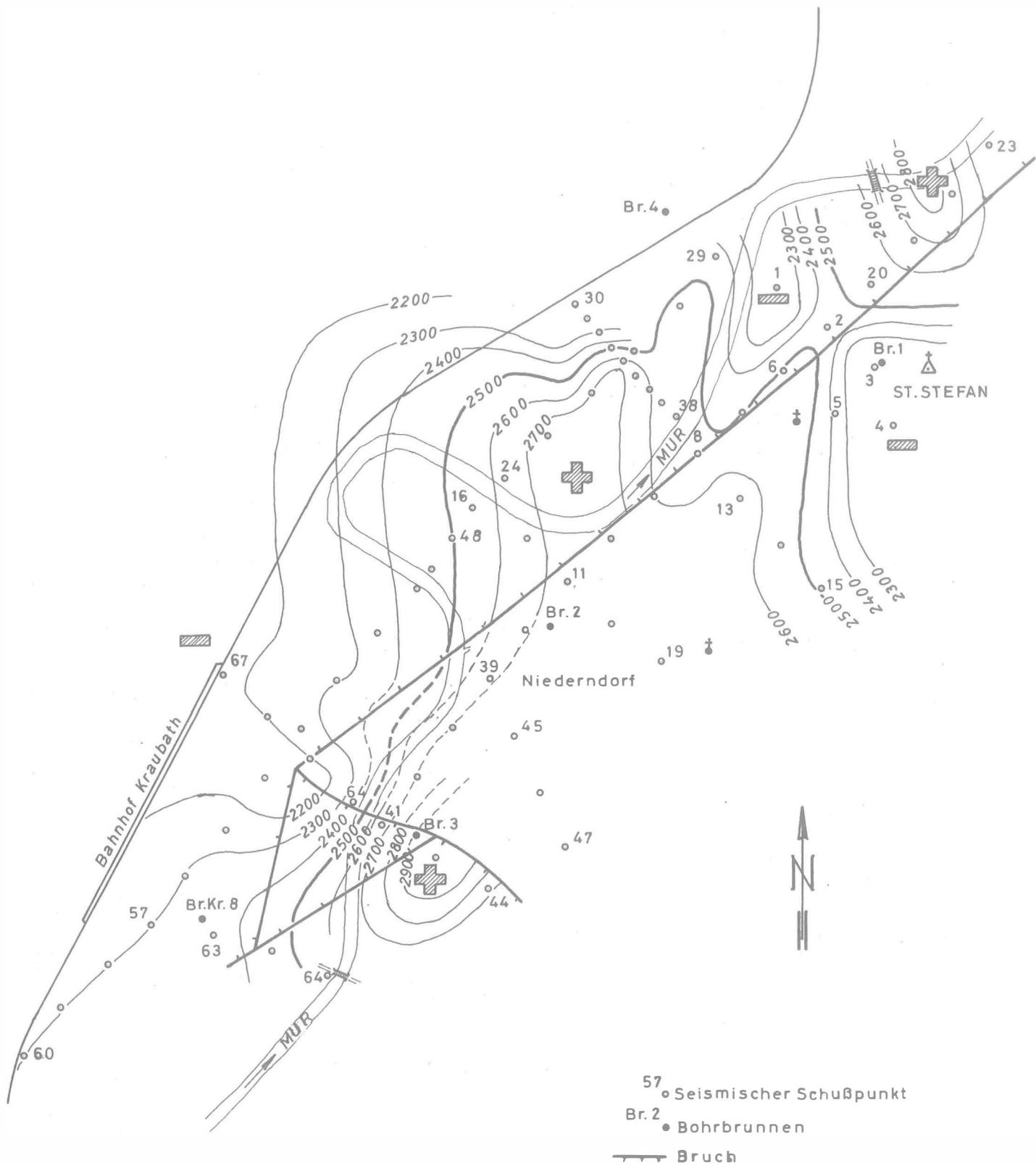
BEILAGE 1

Lageplan der geophysikalischen Meßgebiete

STAND ENDE 1972

F. WEBER



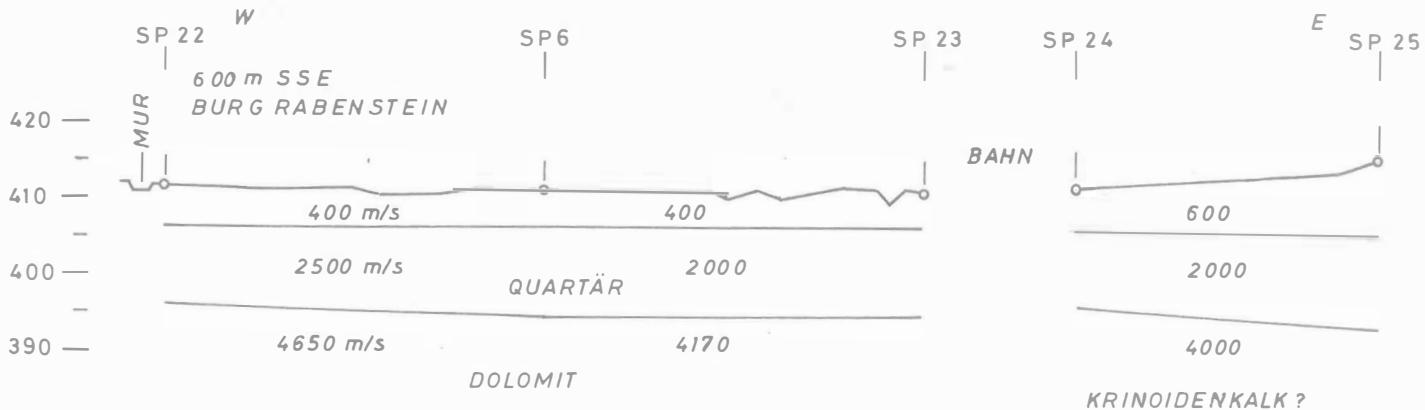


Refraktionsseismik Kraubath-St.Stefan
 Isogeschwindigkeitskarte des Tertiärs

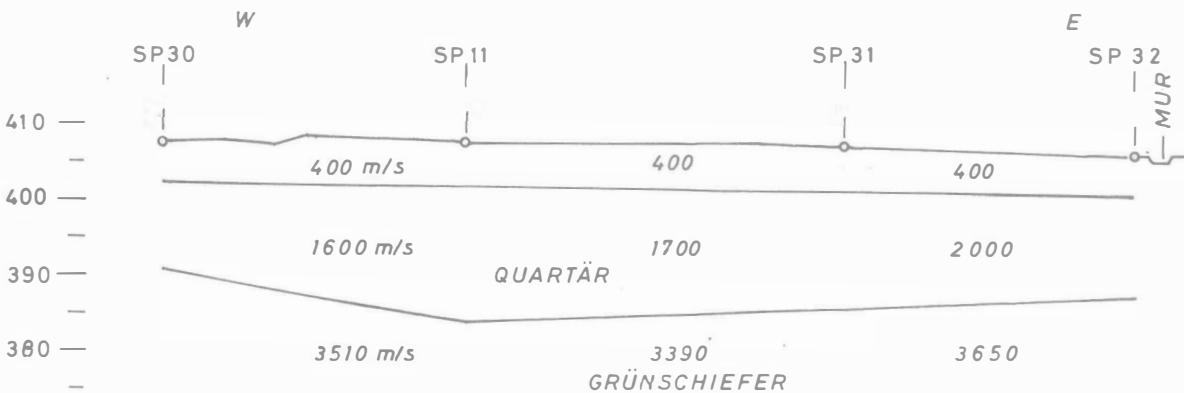
0 500 m

REFRAKTIONSSSEISMIK MURTAL-PEGGAU

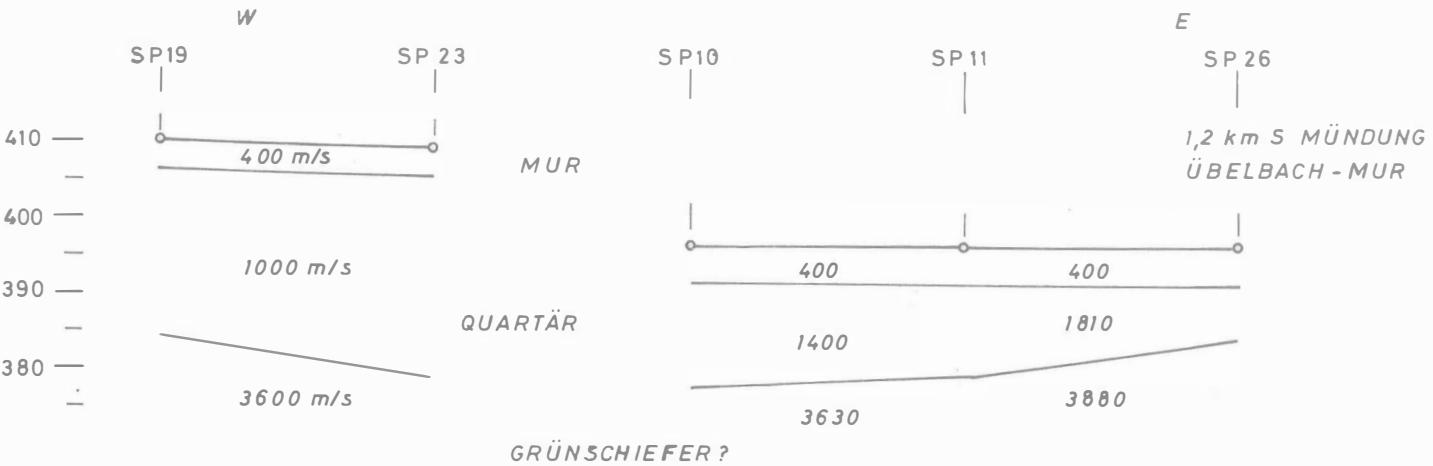
LINIE 4 MURHOFFELD



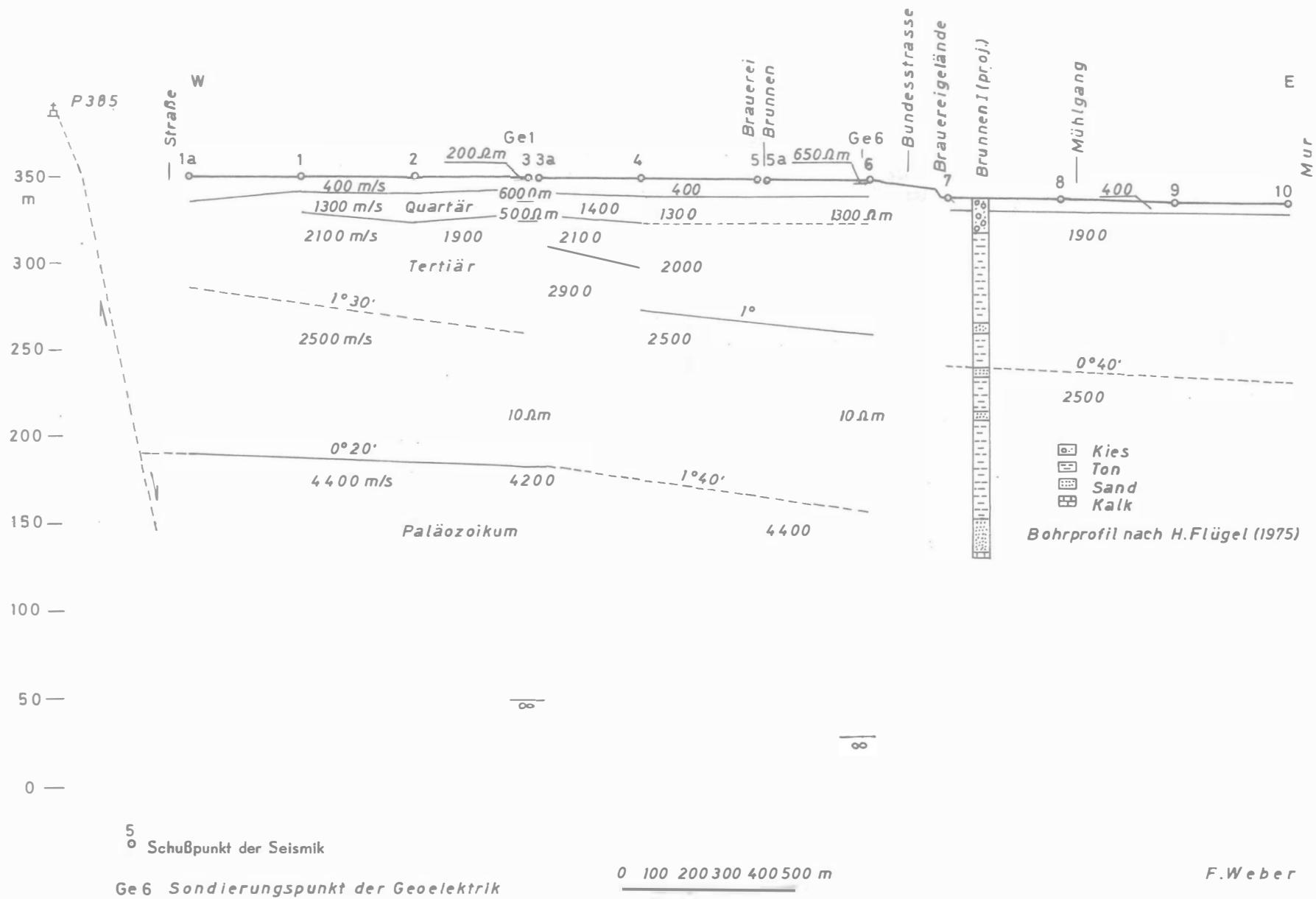
LINIE 6 (E PARMASEGGKOGEL)



LINIE 4 PEGGAU



Querprofil im Murtal bei Puntigam



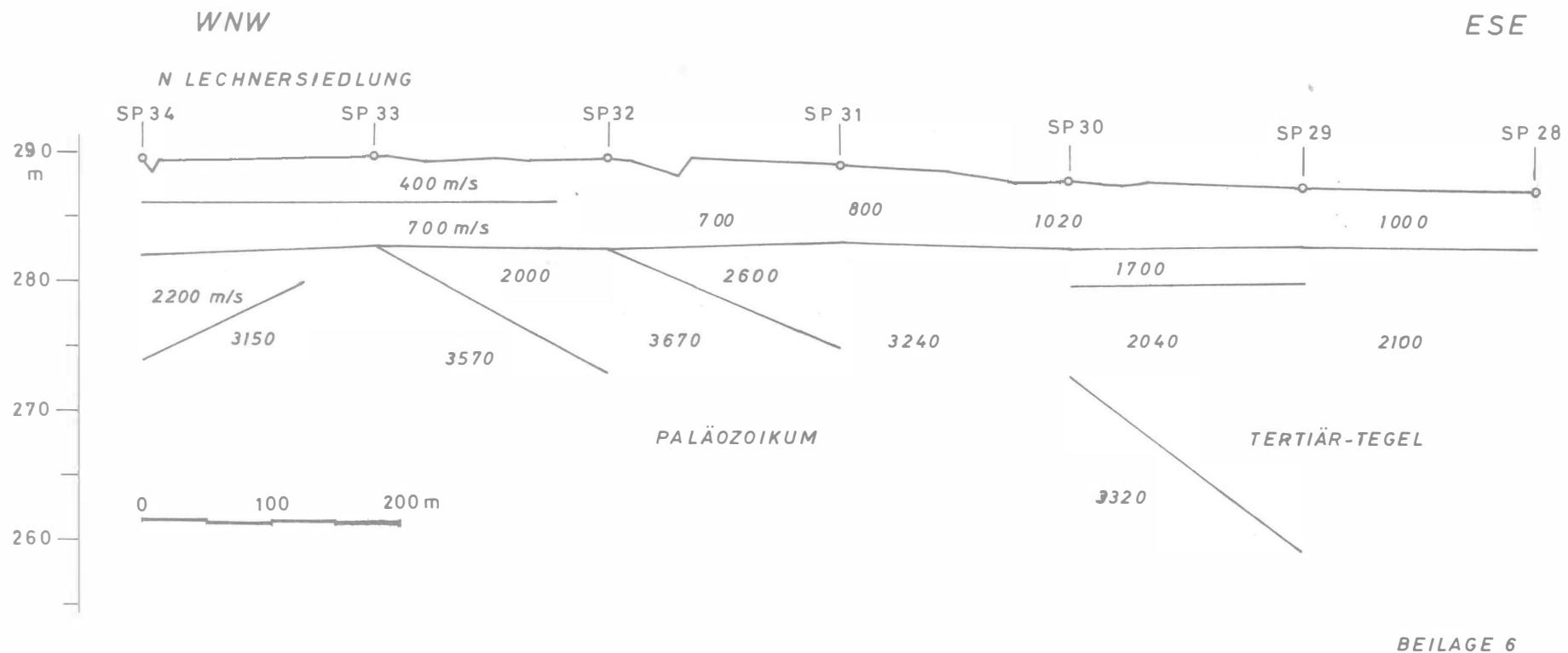
Bohrprofil nach H. Flügel (1975)

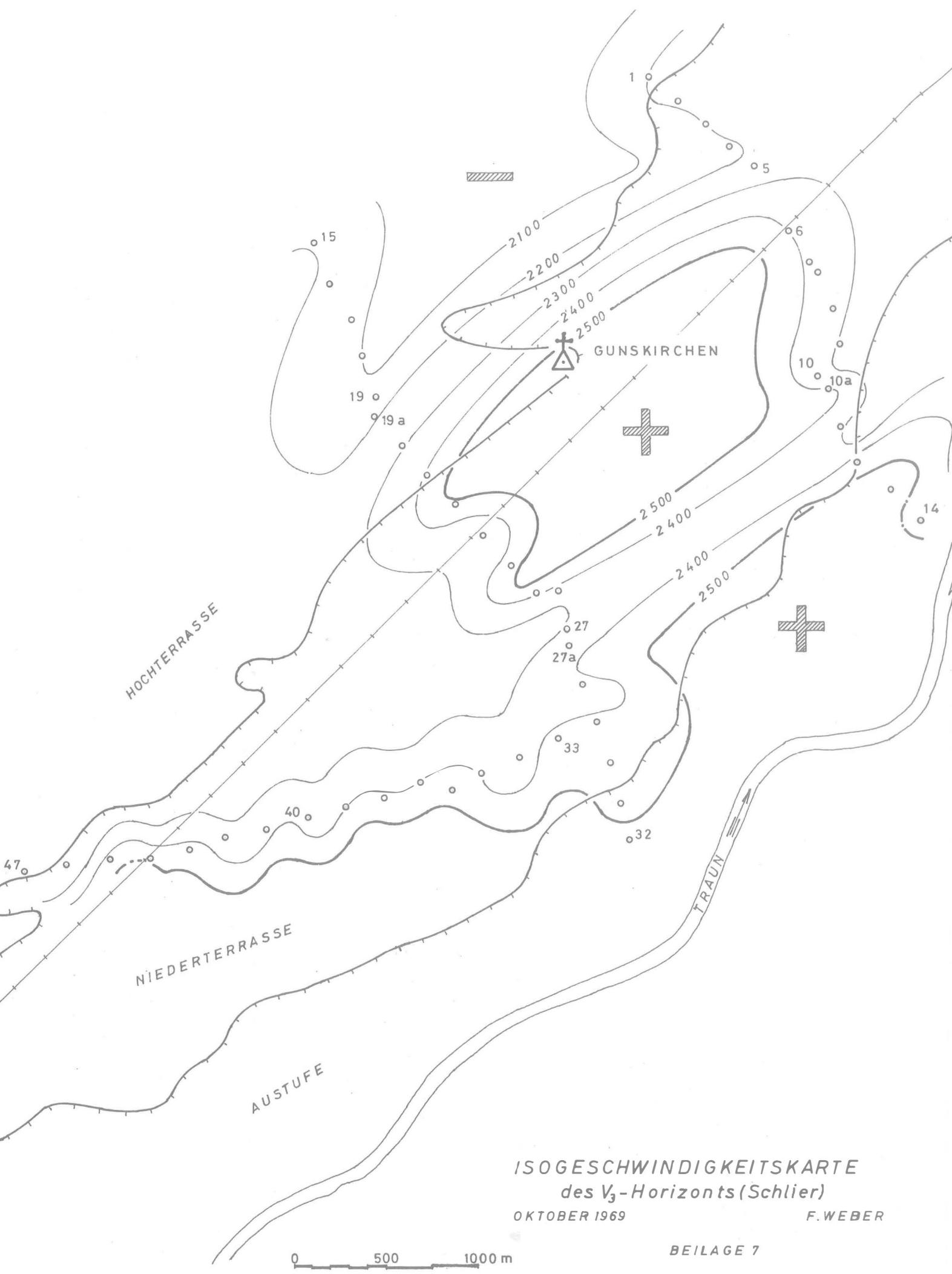
- Kies
- Ton
- Sand
- Kalk

F. Weber

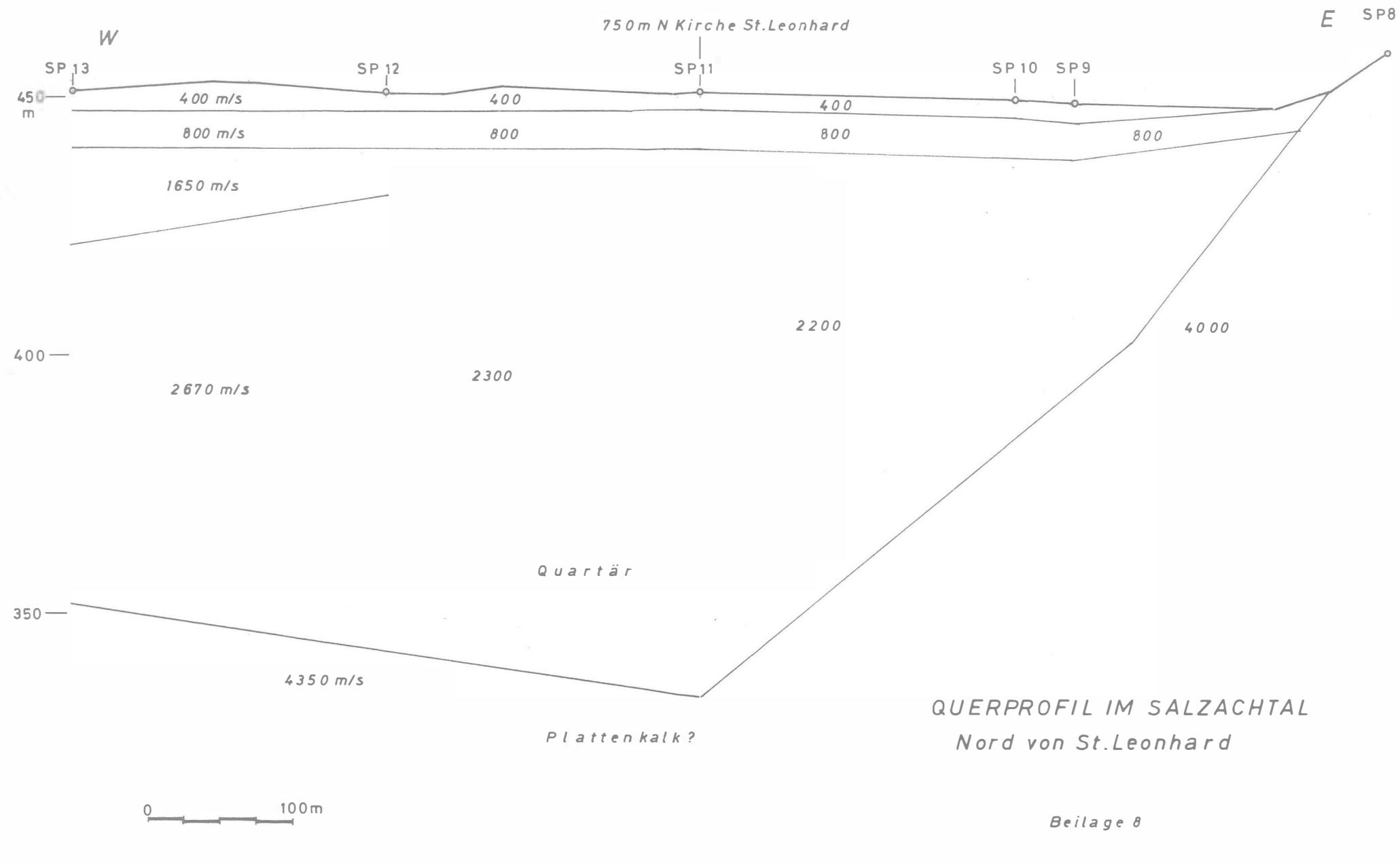
Beilage 5

Refraktionsseismik Wildon

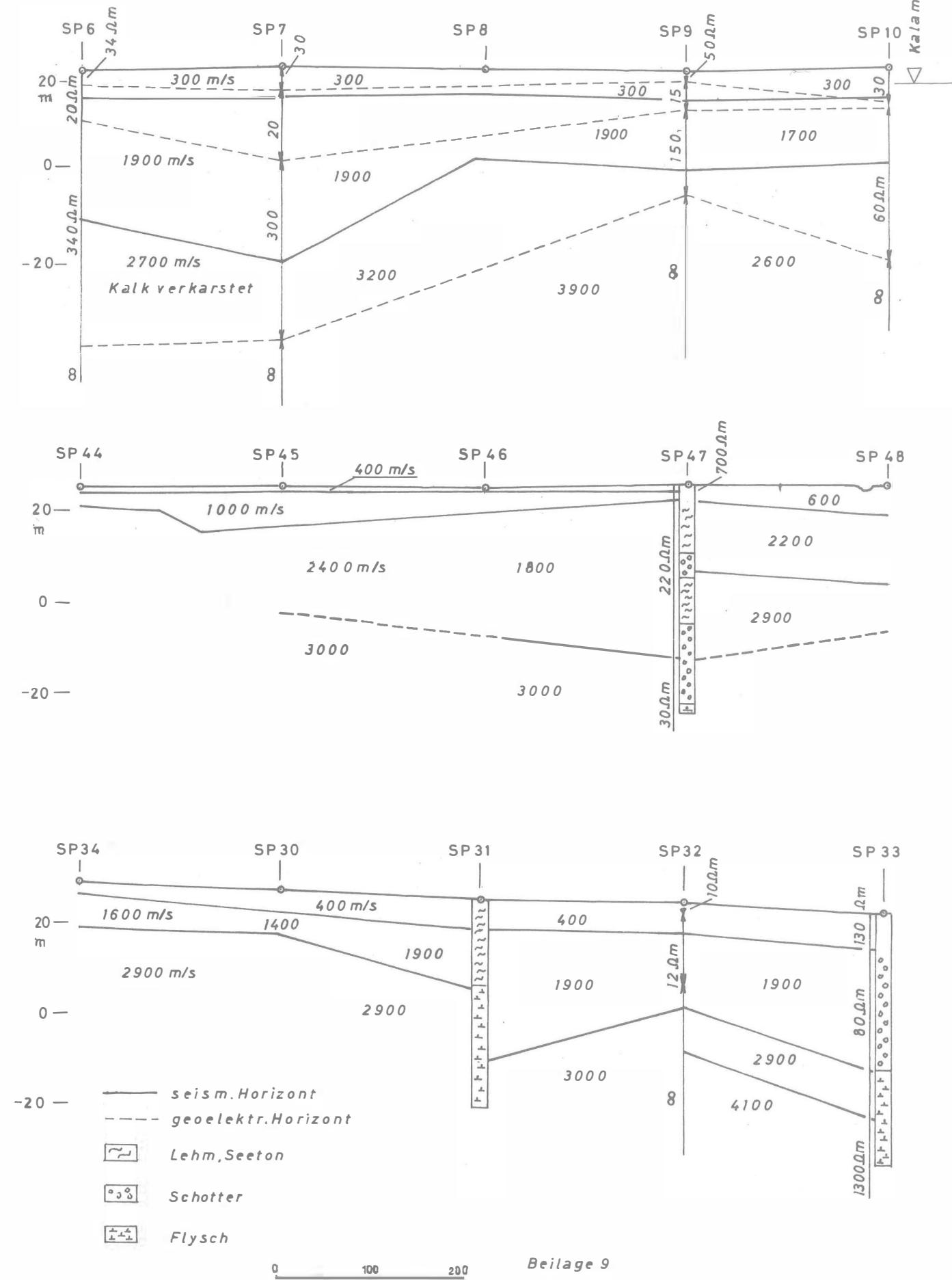




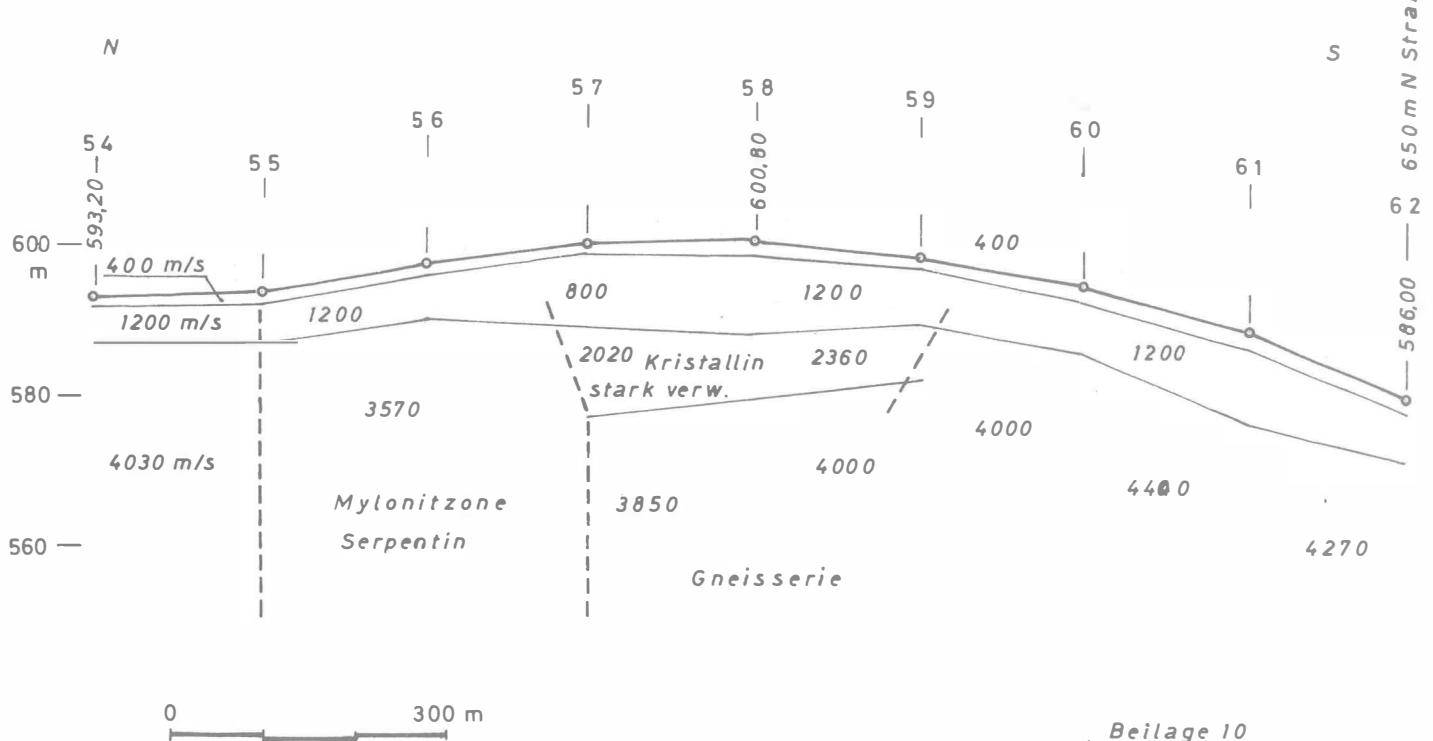
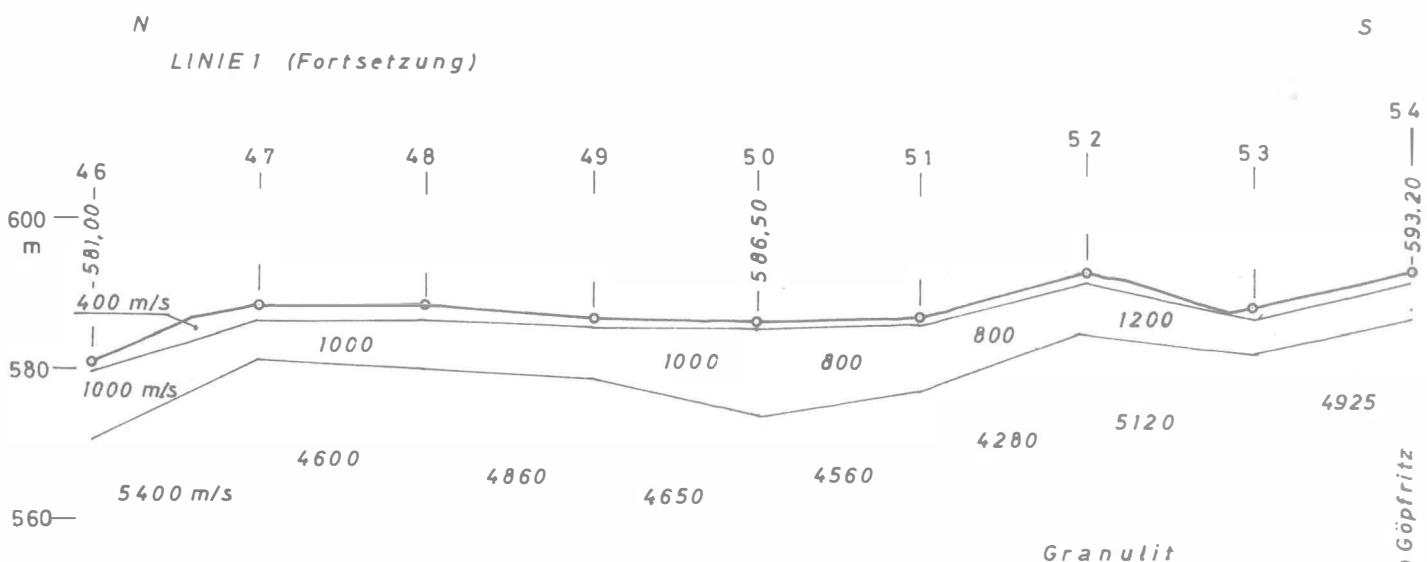
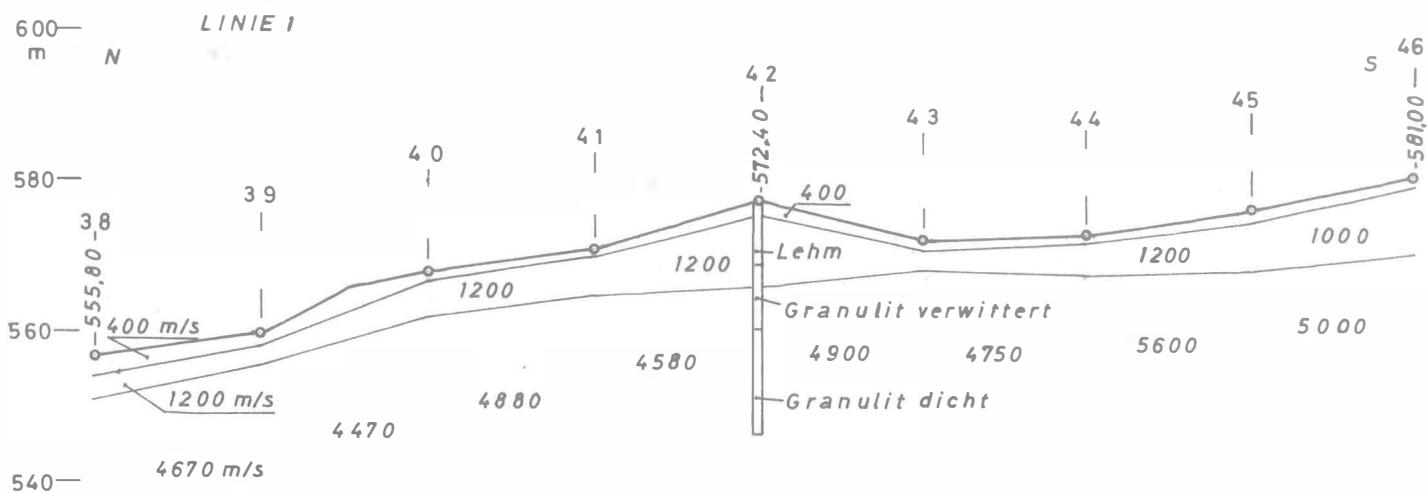
LINIE 4 - St. Leonhard



KIUTEKI STAURAUM
PROFILE DURCH DAS KALAMASTAL (GRIECHENLAND)

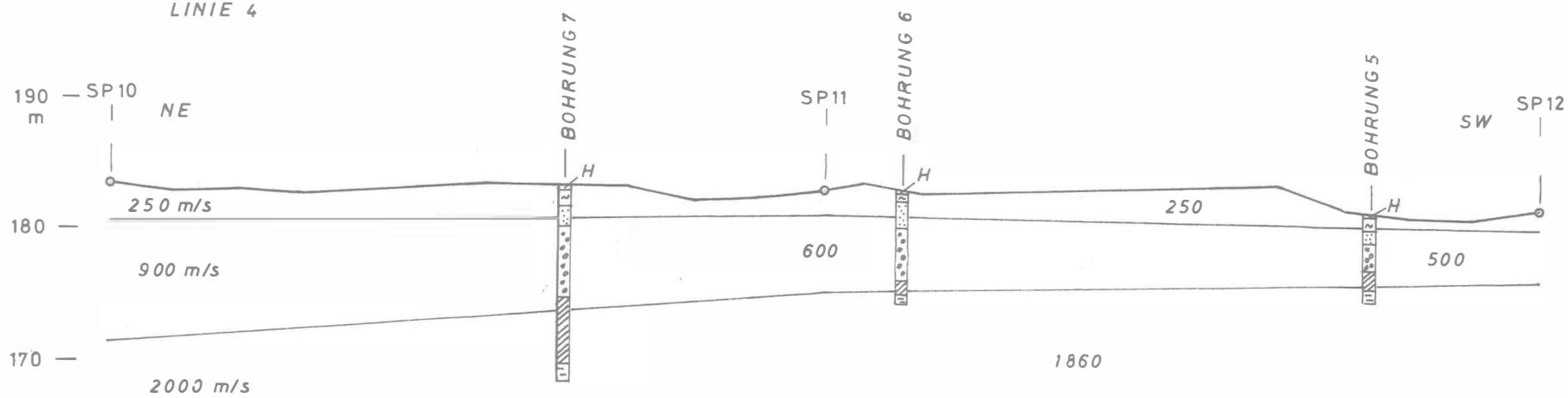


REFRAKTIONSSSEISMIK GÖPFRITZ

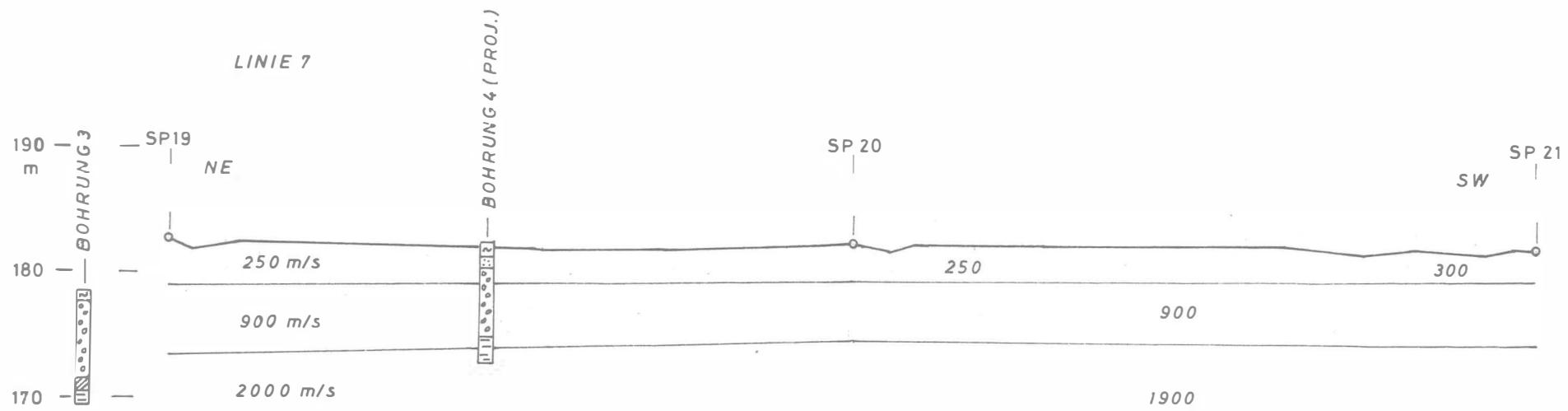


REFRAKTIONSEISMIK ZWENTENDORF

LINIE 4



LINIE 7



0 20 40 60 80 100 m

LEHM

SAND

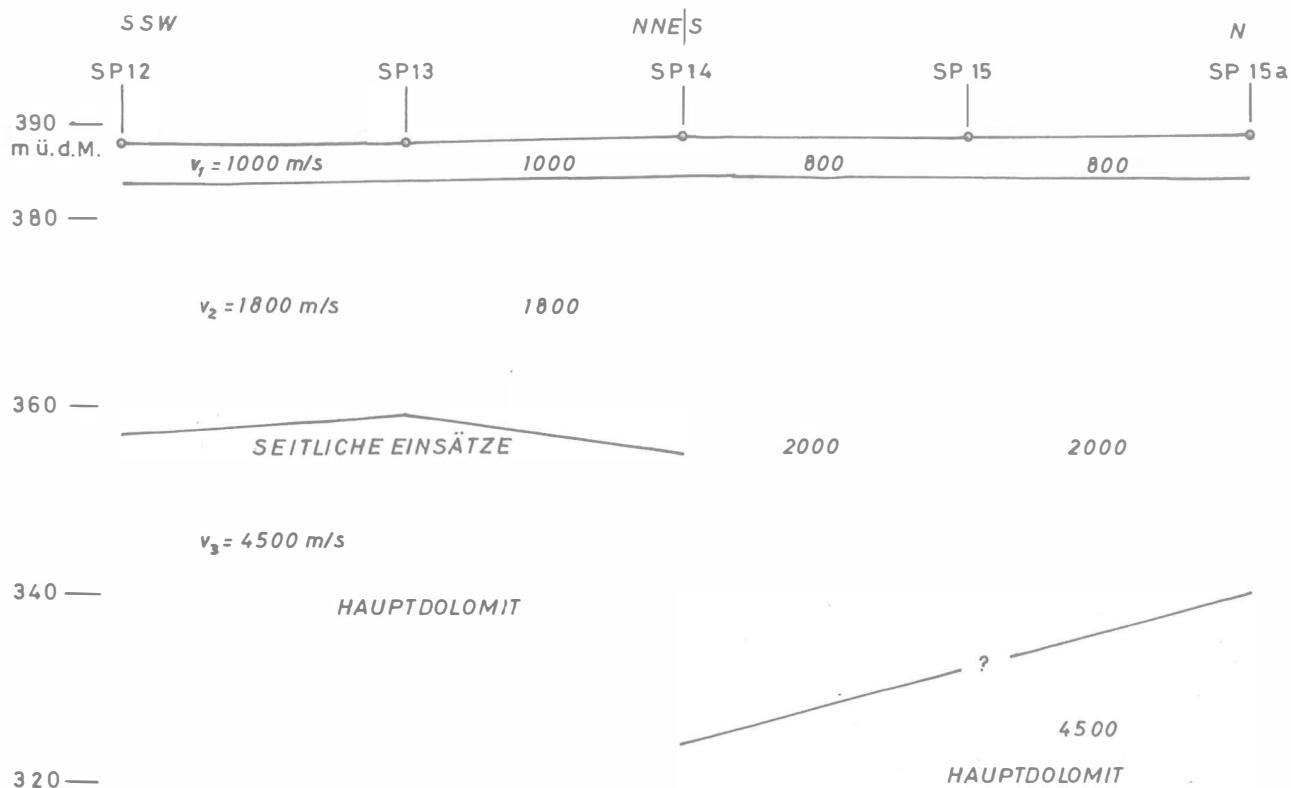
BLOCKWERK

ÜBERGANGSZONE SCHLIER

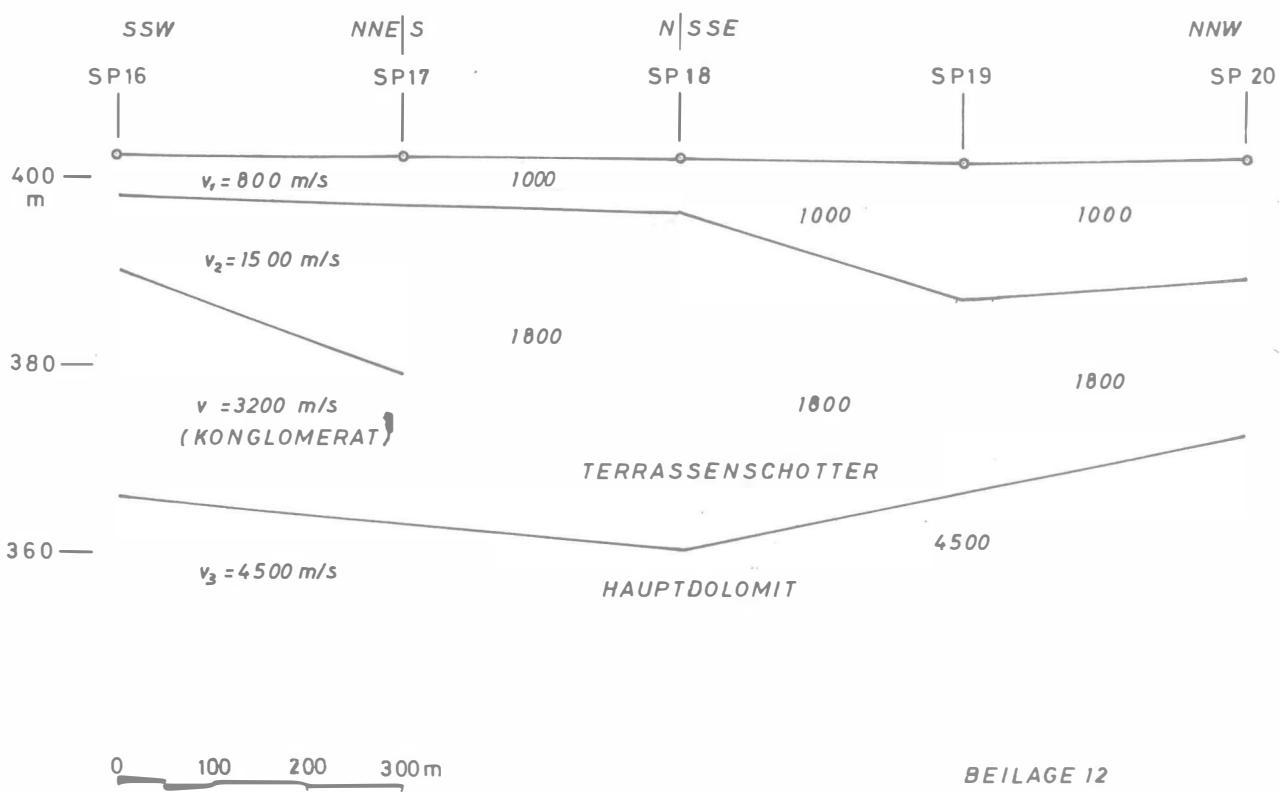
SCHLIER FEST

REFRAKTIONSEISMIK KLEIN-REIFLING

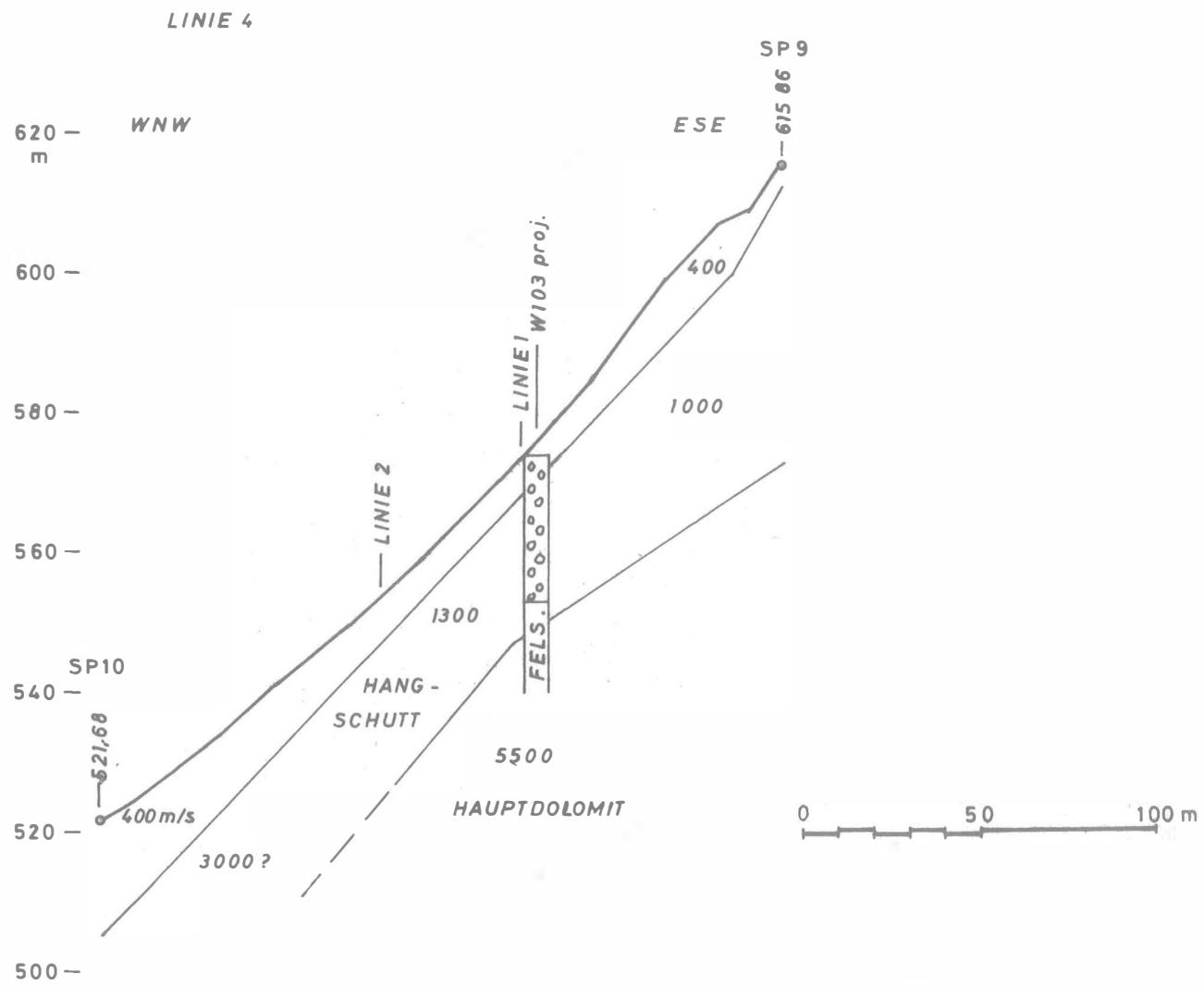
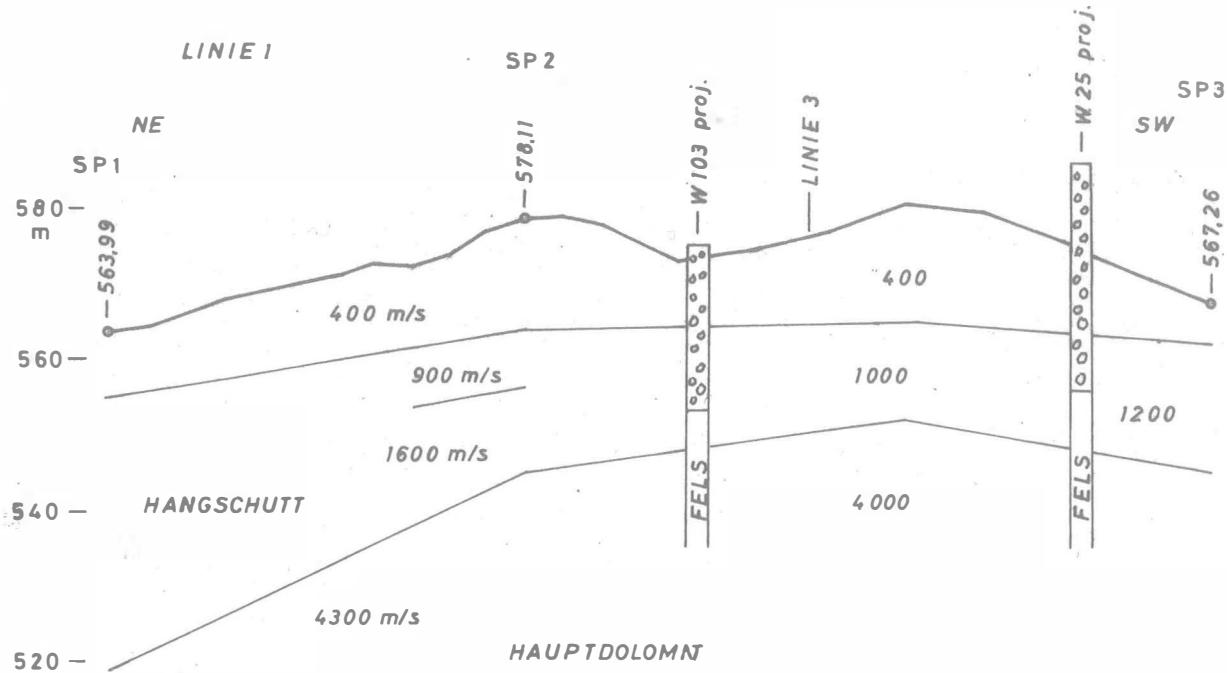
PROFIL AM ENNSUFER



PROFIL AUF ALTER BAHNTRASSE



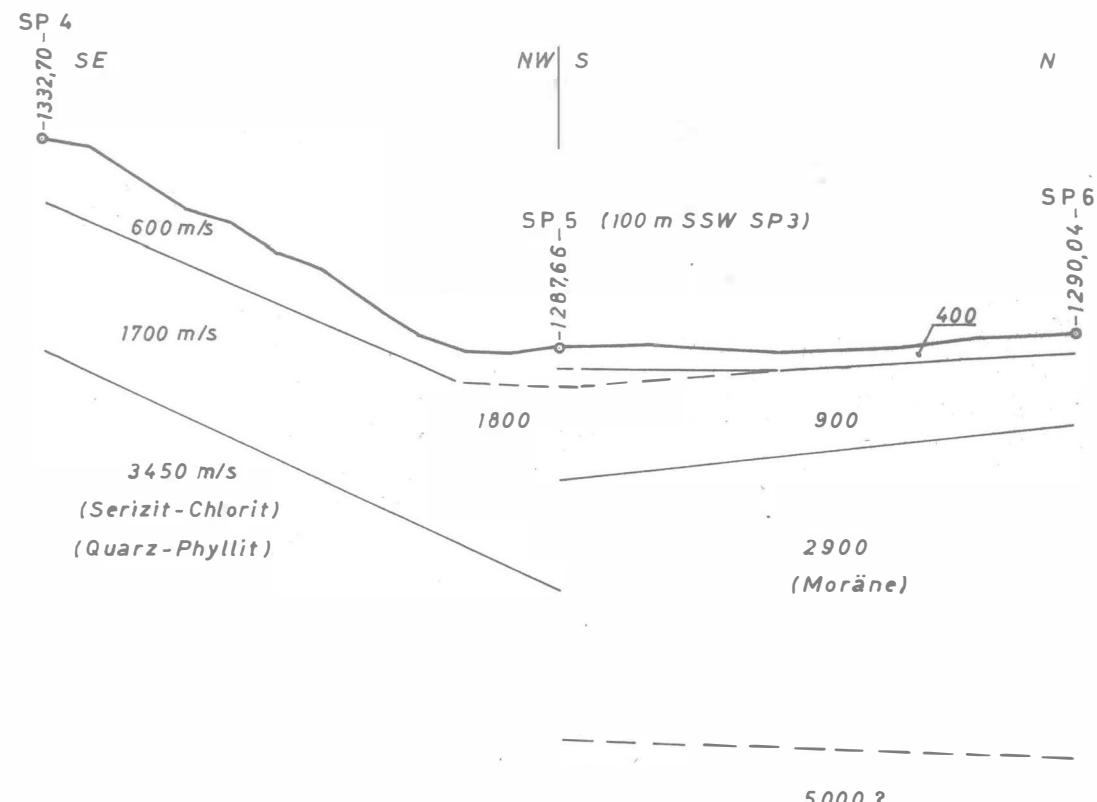
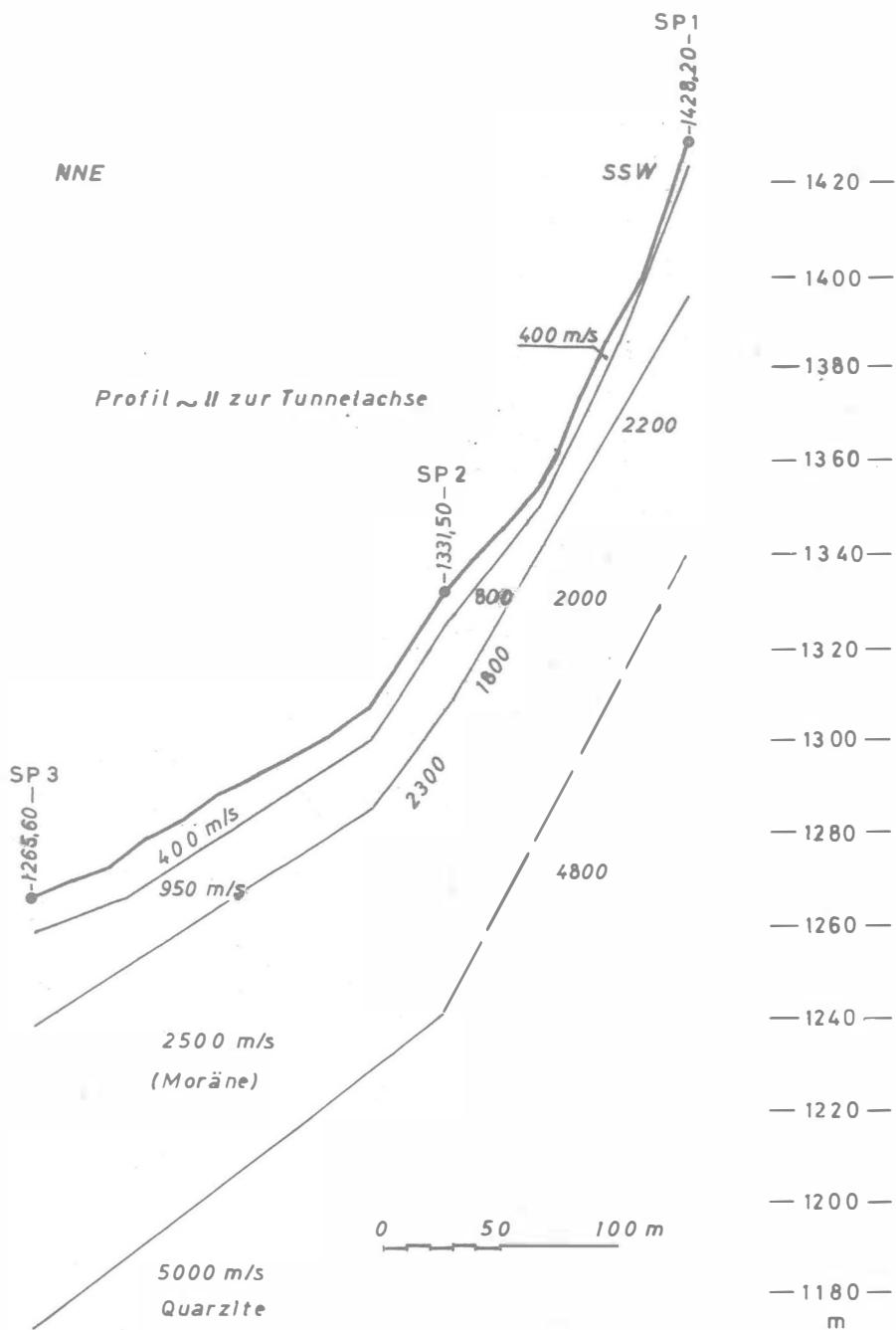
REFRAKTIONSSEISMIK
TAUERNAUTOBAHN SALZBURG
ABSCHNITT BRENTENBERG



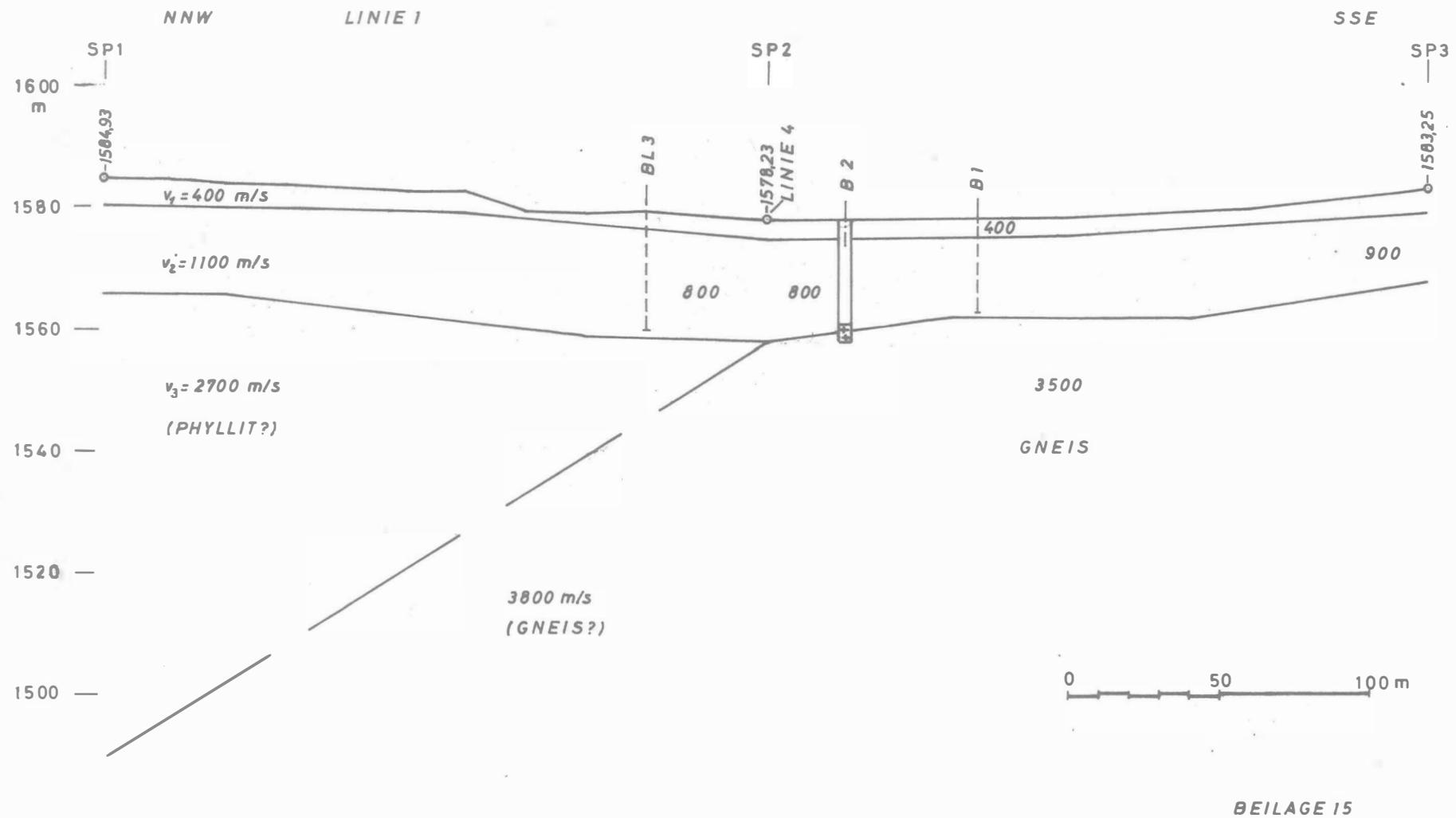
REFRAKTIONSSSEISMIK TAUERNAUTOBAHN
NORDPORTAL-PONGAU (km 81,20)

F. Weber

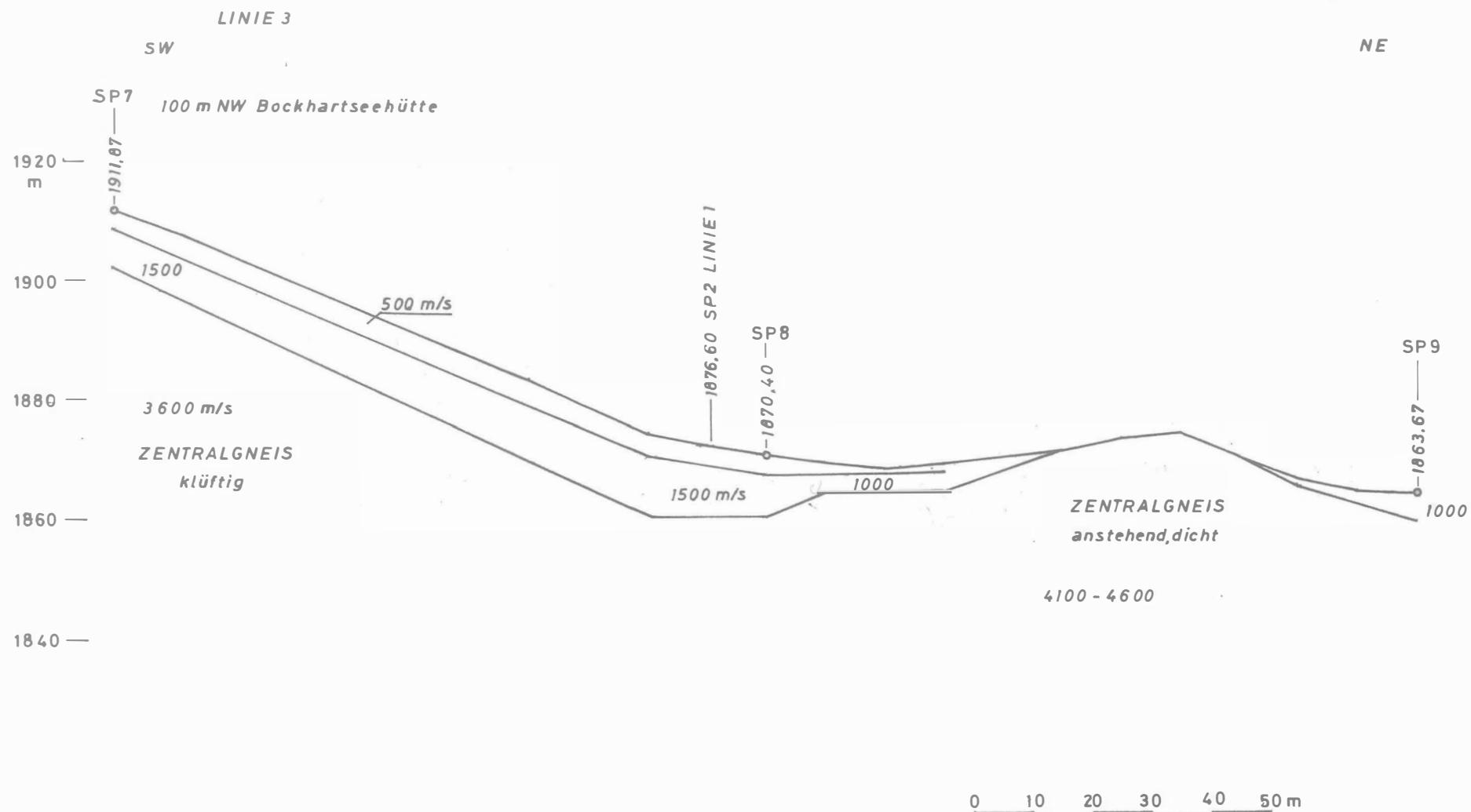
Stand: 1971



REFRAKTIONSEISMIK HÜTTWINKELACHE-ÜBERLEITUNG
KOLM-SAIGURN

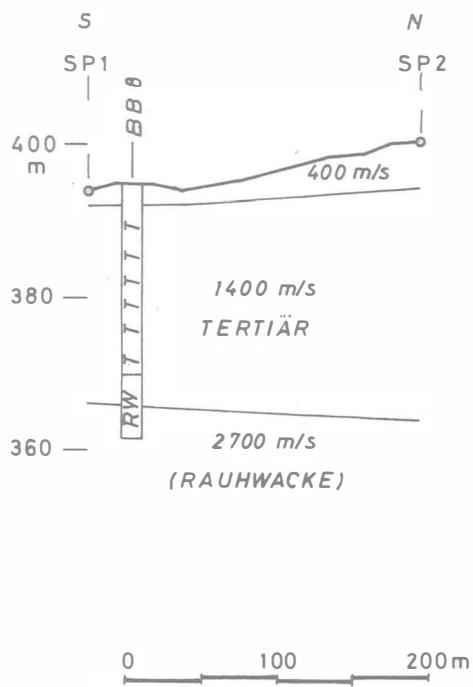


REFRAKTIONSEISMIK BOCKHARTSEE

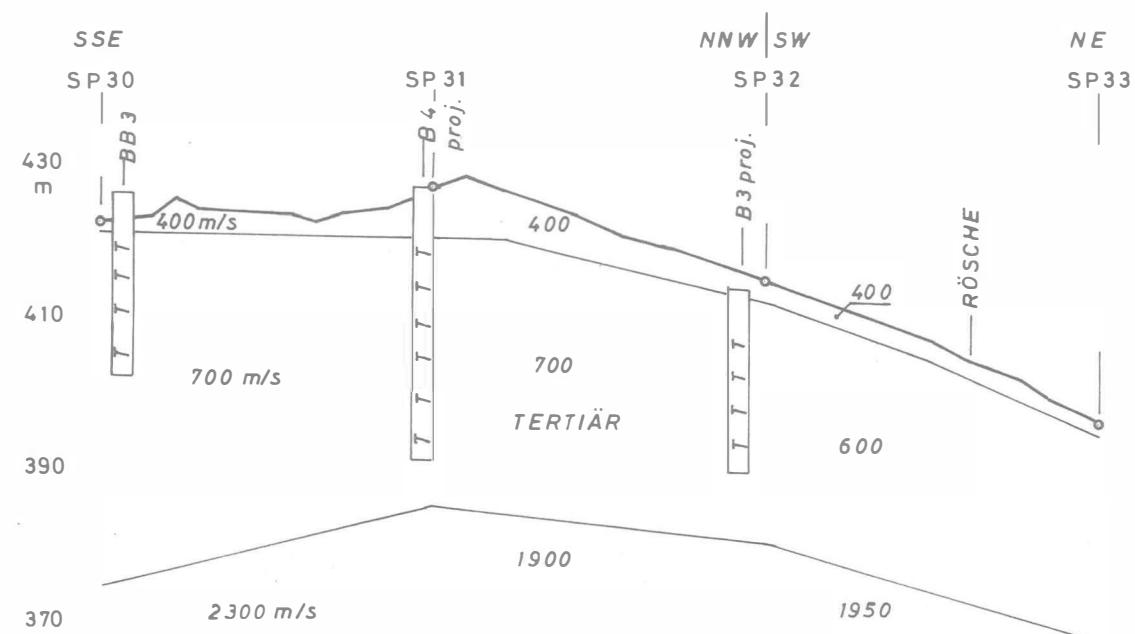


REFRAKTIONSEISMIK
SÜDAUTOBAHN - SEE BENSTEIN

SCHUSSPUNKTE 1-2



SCHUSSPUNKTE 30-33



5000
Ωm

4000

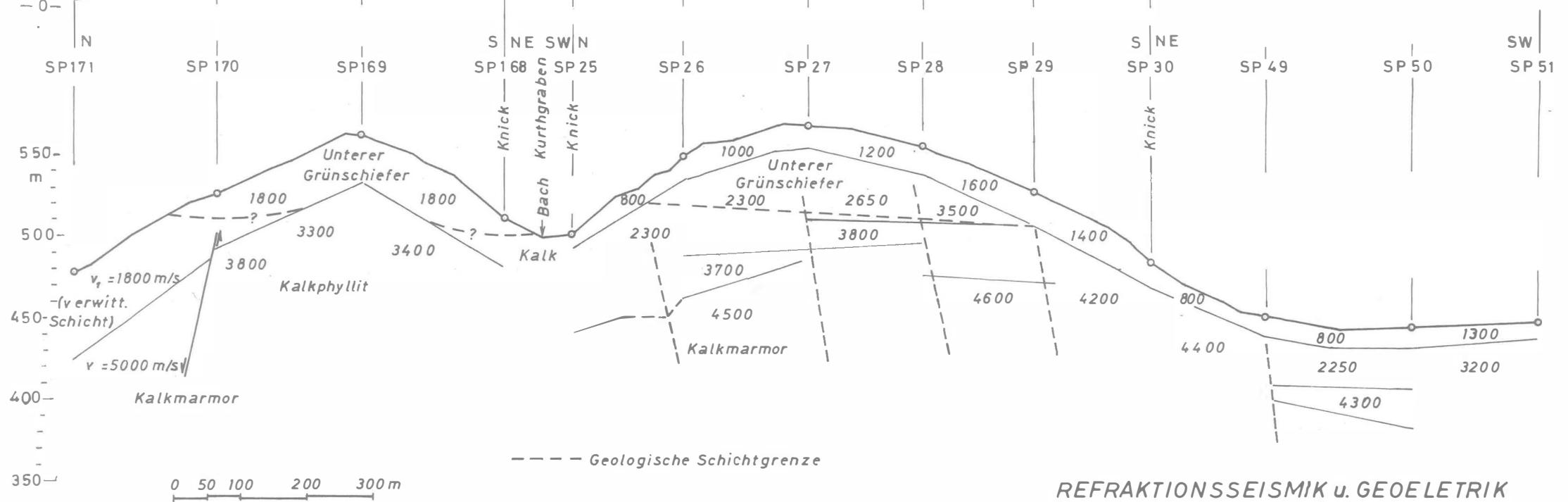
3000

2000

1000

-0

GEOELEKTRISCHES PROFIL AB/2 = 90 m

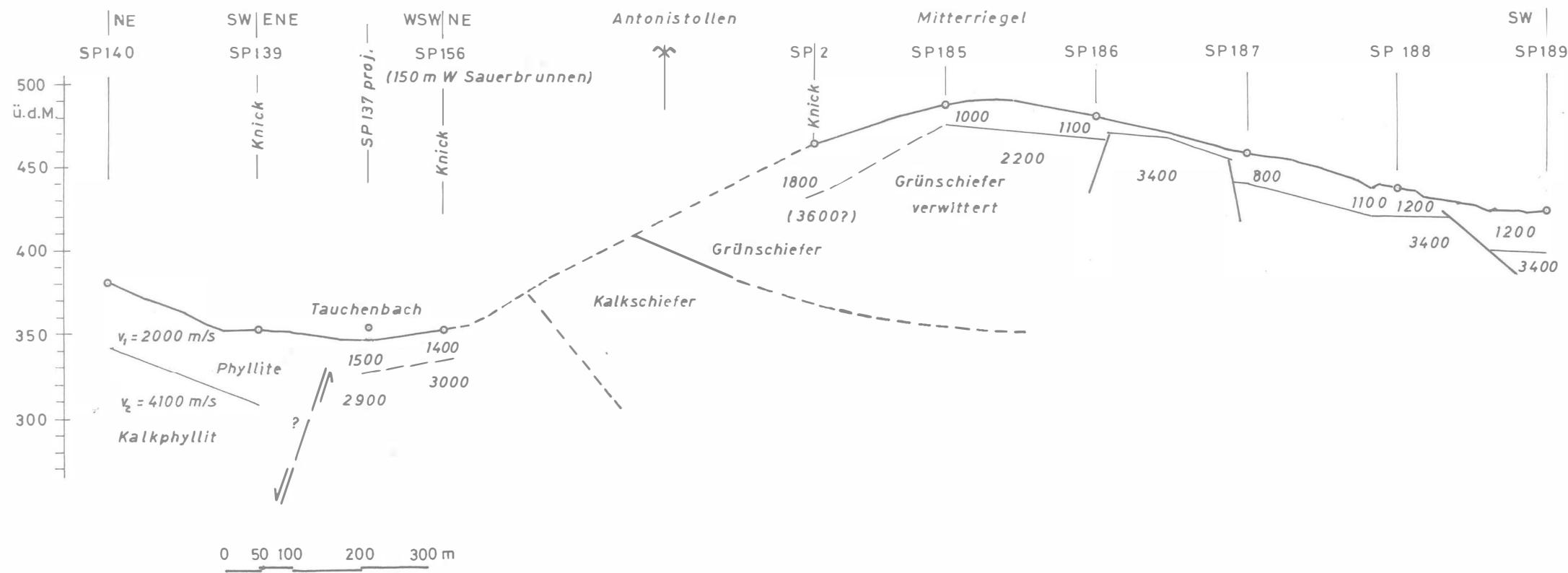


REFRAKTIONSEISMIK u. GEOELEKTRIK
SCHLAINING (Kurth-Schlaggraben)

F. Weber Stand 1971

Geologie nach L. Kostelka

Beilage 18



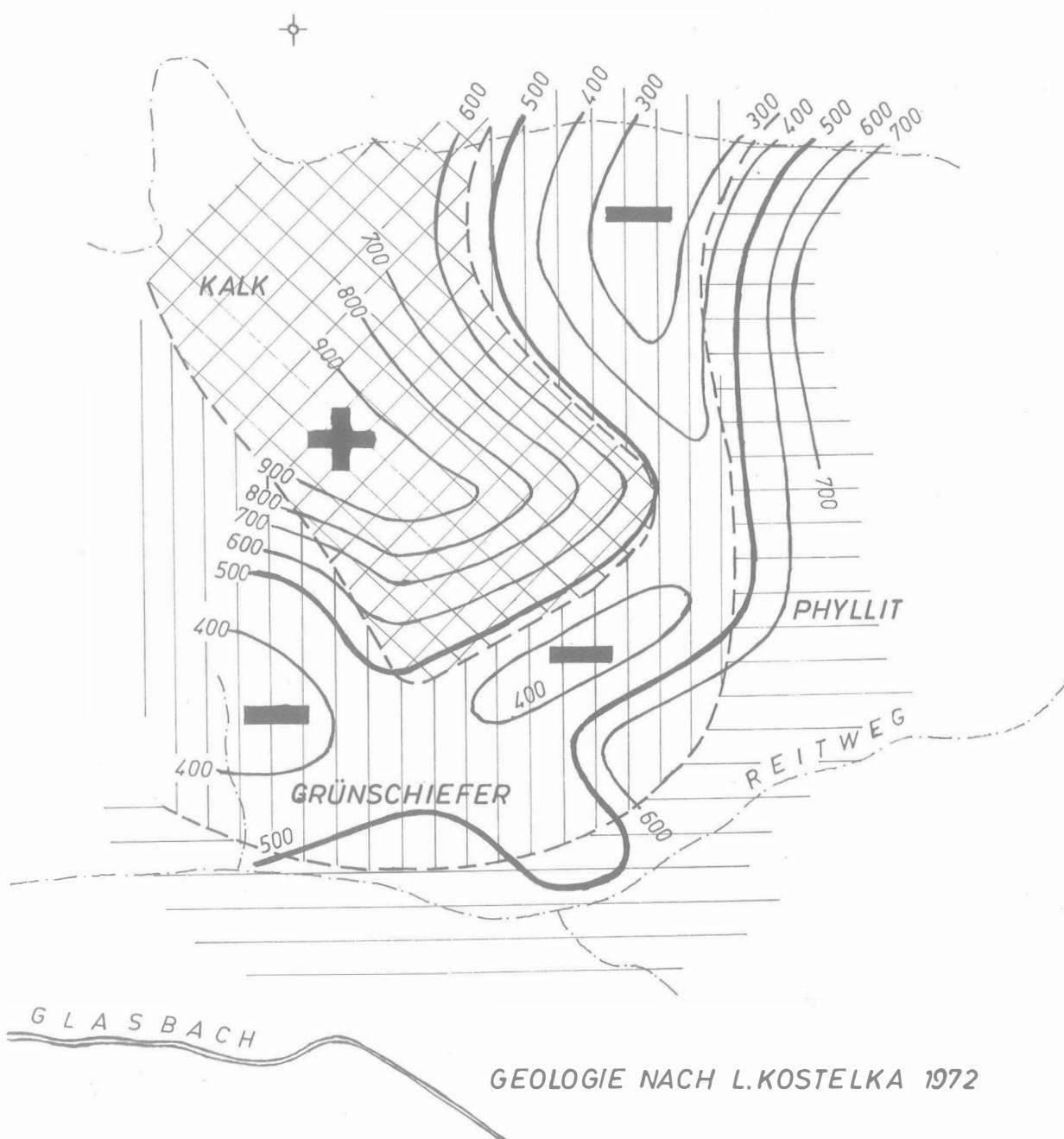
F. Weber Stand: 1971
 Geologie nach L. Kostelka

REFRAKTIONSEISMIK SCHLAINING
 (REVIER NEUSTIFT)

0 50 100 200 m

↗ N

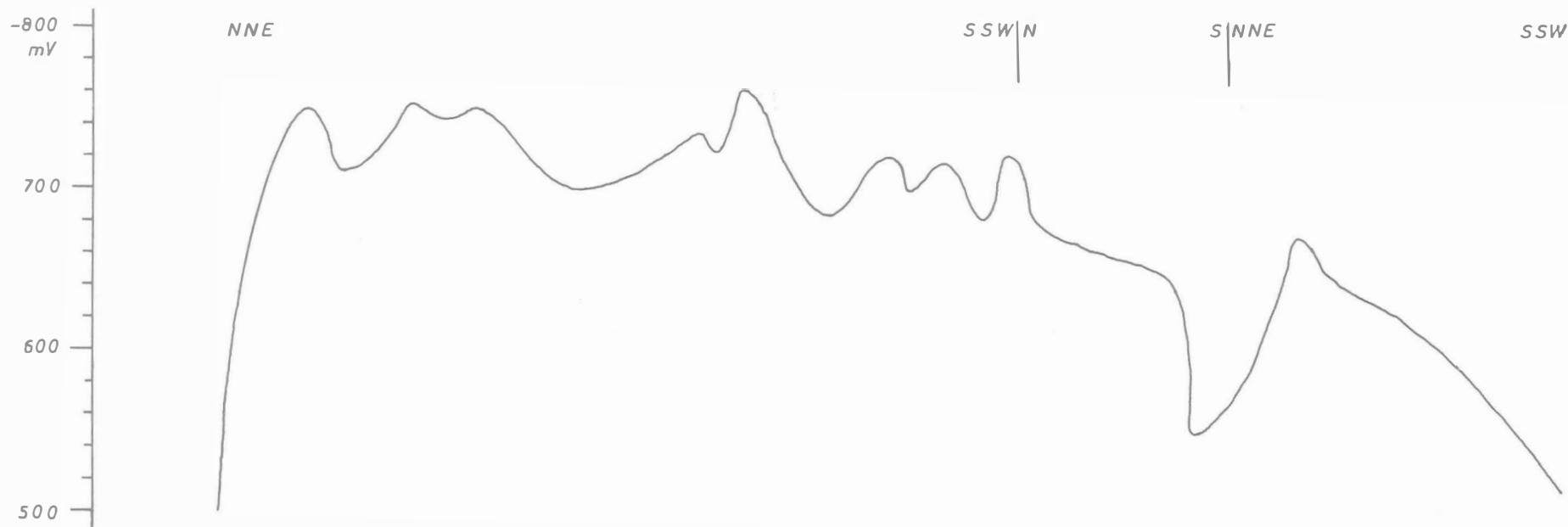
600 ... Isoohmen in Ω
— — — geologische Schichtgrenze



GEOELEKTRIK - SCHLAINING
Goberling - E

WIDERSTANDSKARTIERUNG AB/2 = 60m
Mai 1970 Autor: F. Weber

EIGENPOTENTIALMESSUNG KAISERSBERG



1000 —
m.ü.d. — Serizitquarzit-
Meer — schiefer Arkose-
quarzite

900 —

GEOLOGISCHES PROFIL NACH
H. HOLZER

KARBON: Phyllite, Graphitphyllite,
Konglomeratlagen

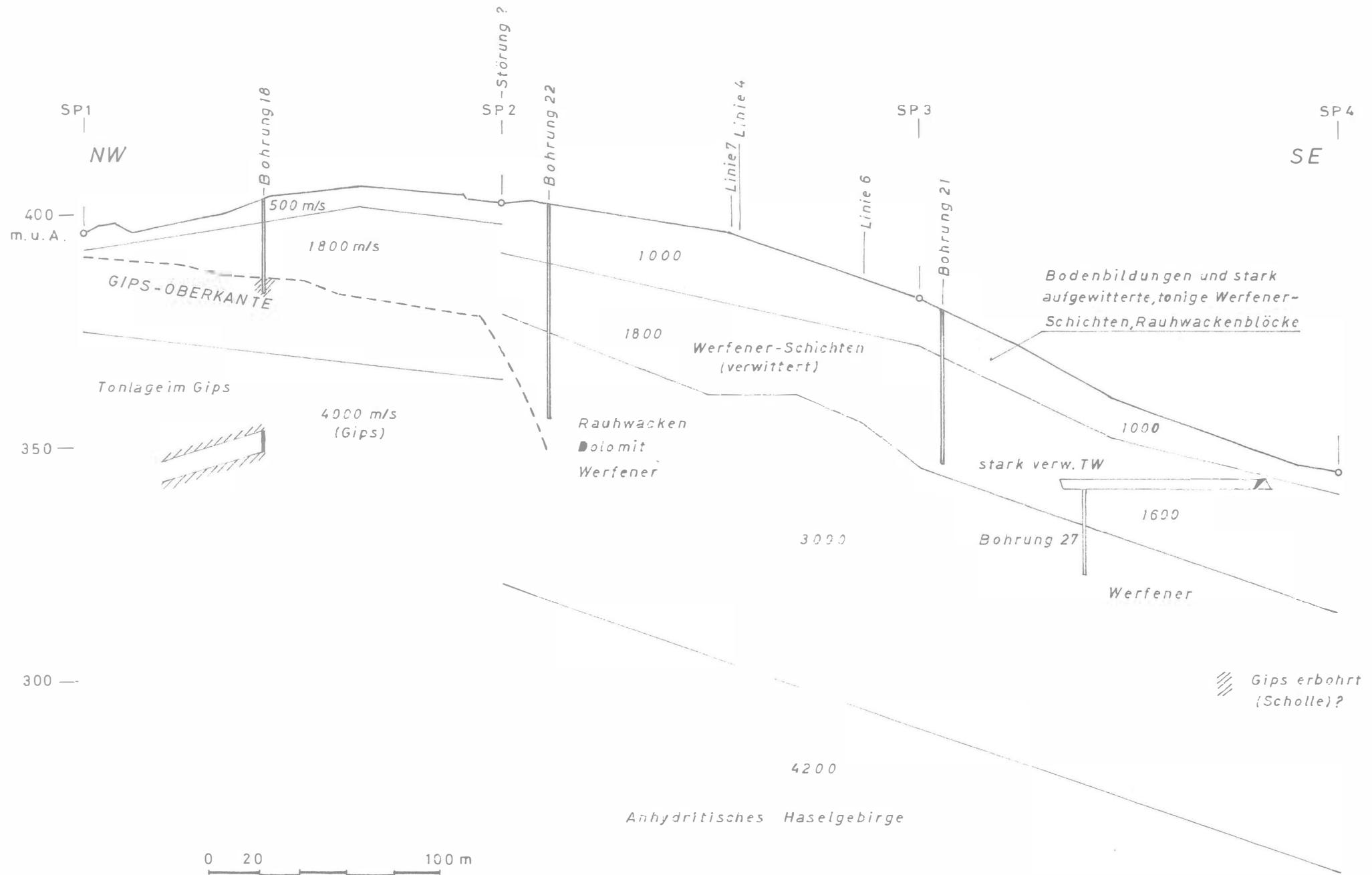
KAISERSBERGER KARBON-MULDE

RANNACH SER.
liegend
Quarzite, z. Teil konglomer.
schwach feldspatführend

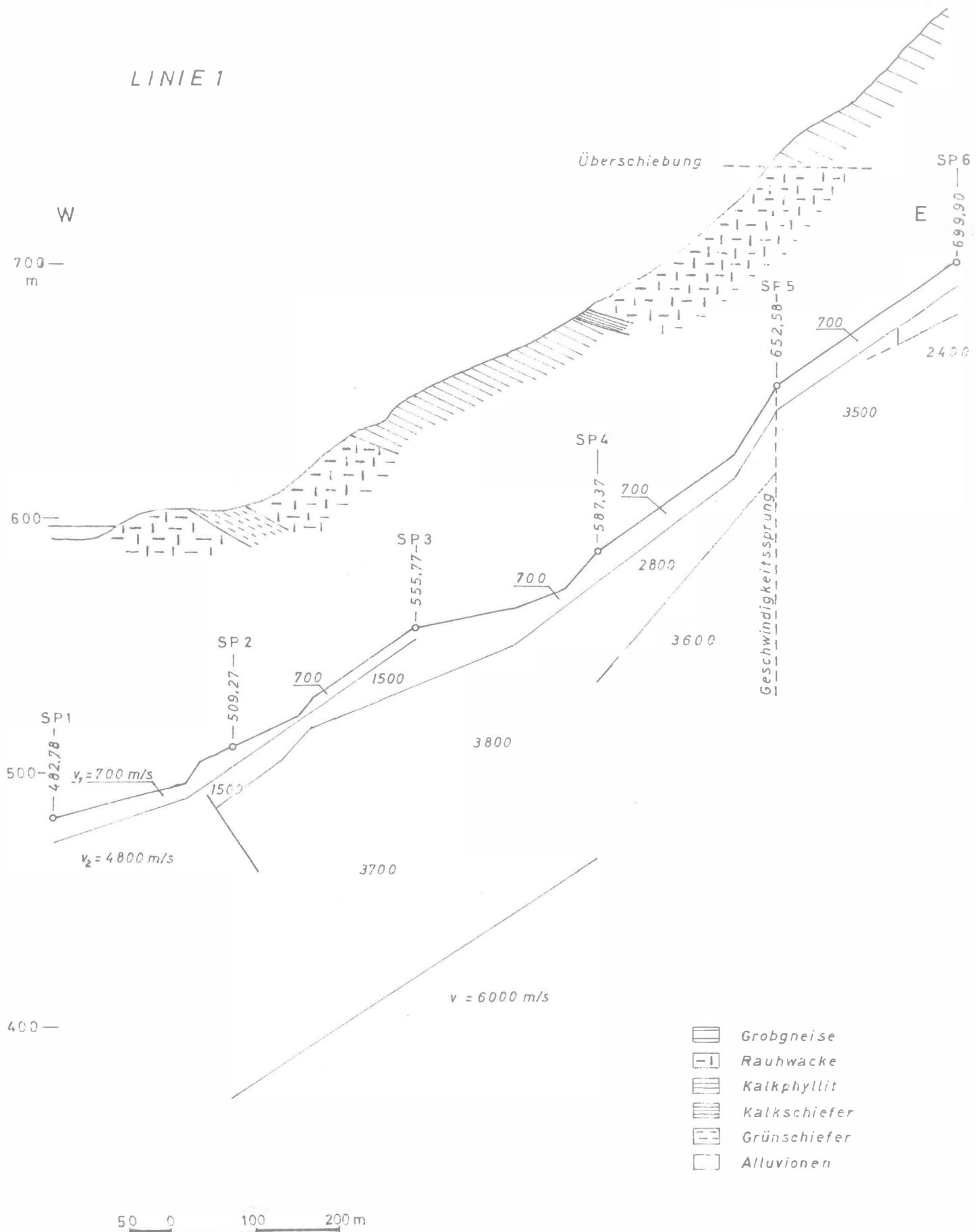
0 100 m

F. WEBER 1974

BEILAGE 21



LINIE 1

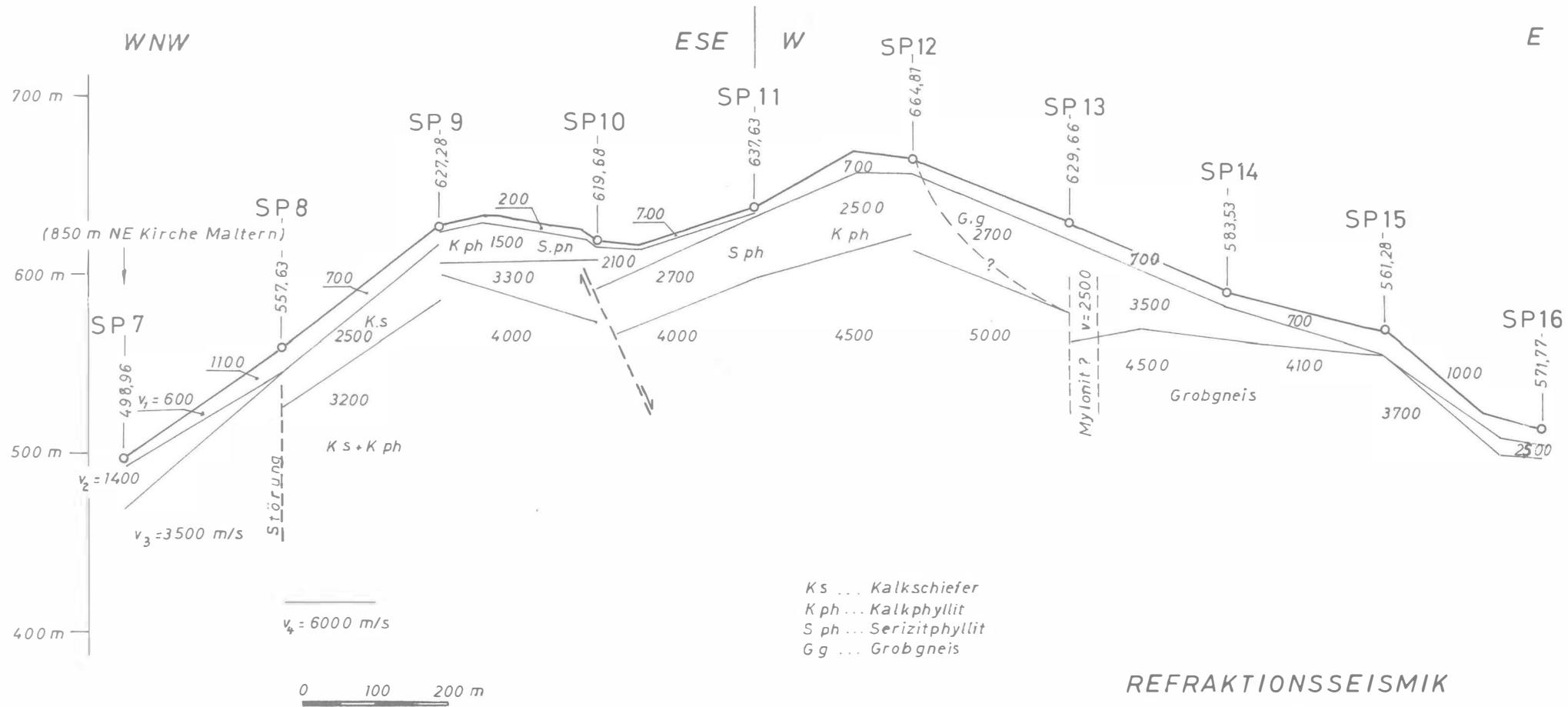


REFRAKTIONSEISMIK - MÄLTERN

Autor: F. Weber

Geologie: A. Pahr (1975)

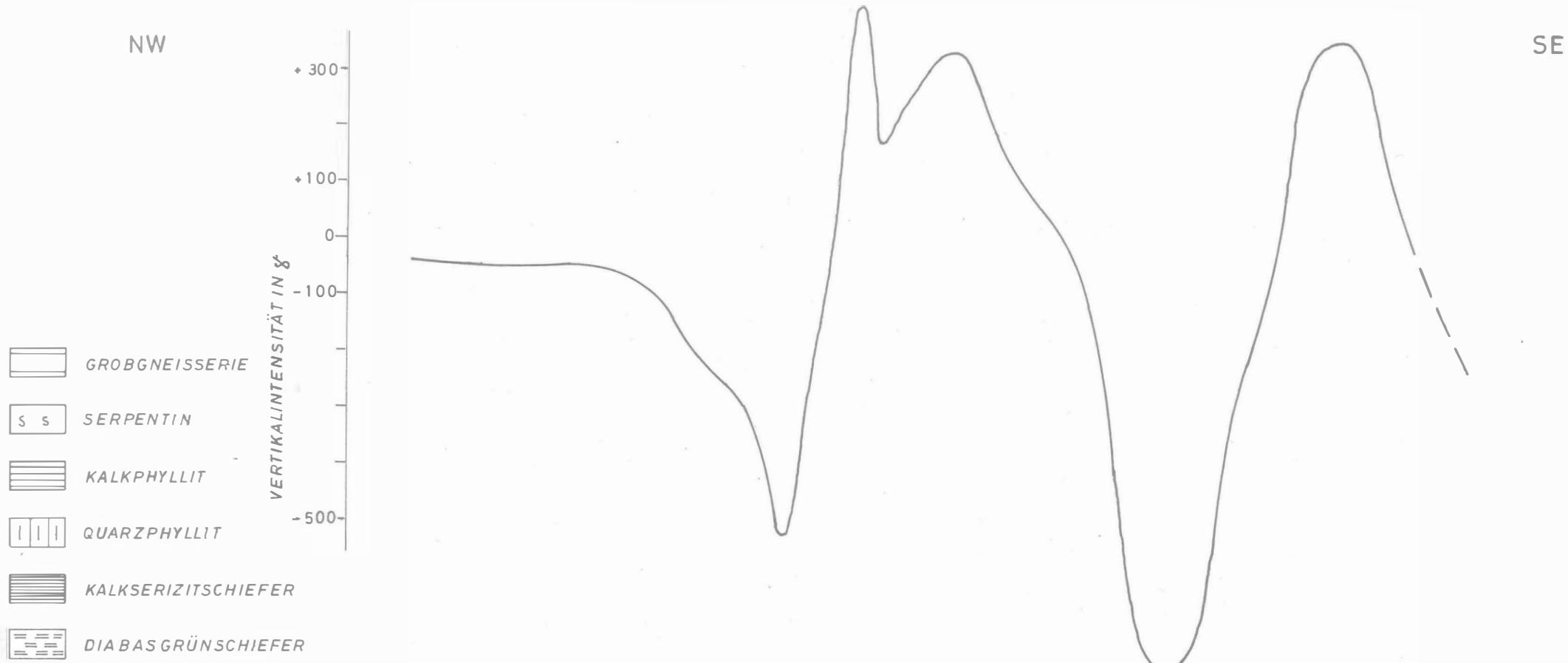
LINE 2



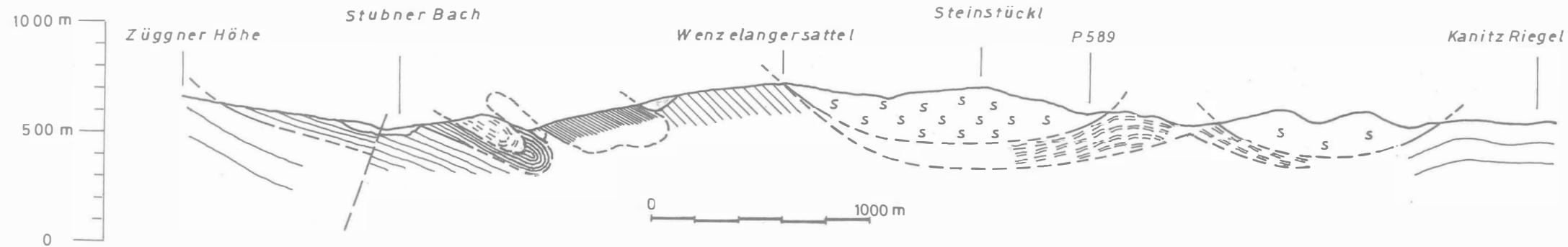
REFRAKTIONSEISMIK
 MALTERN

Autor: F. Weber
 Schichtgrenzen nach A. Pahr 1972

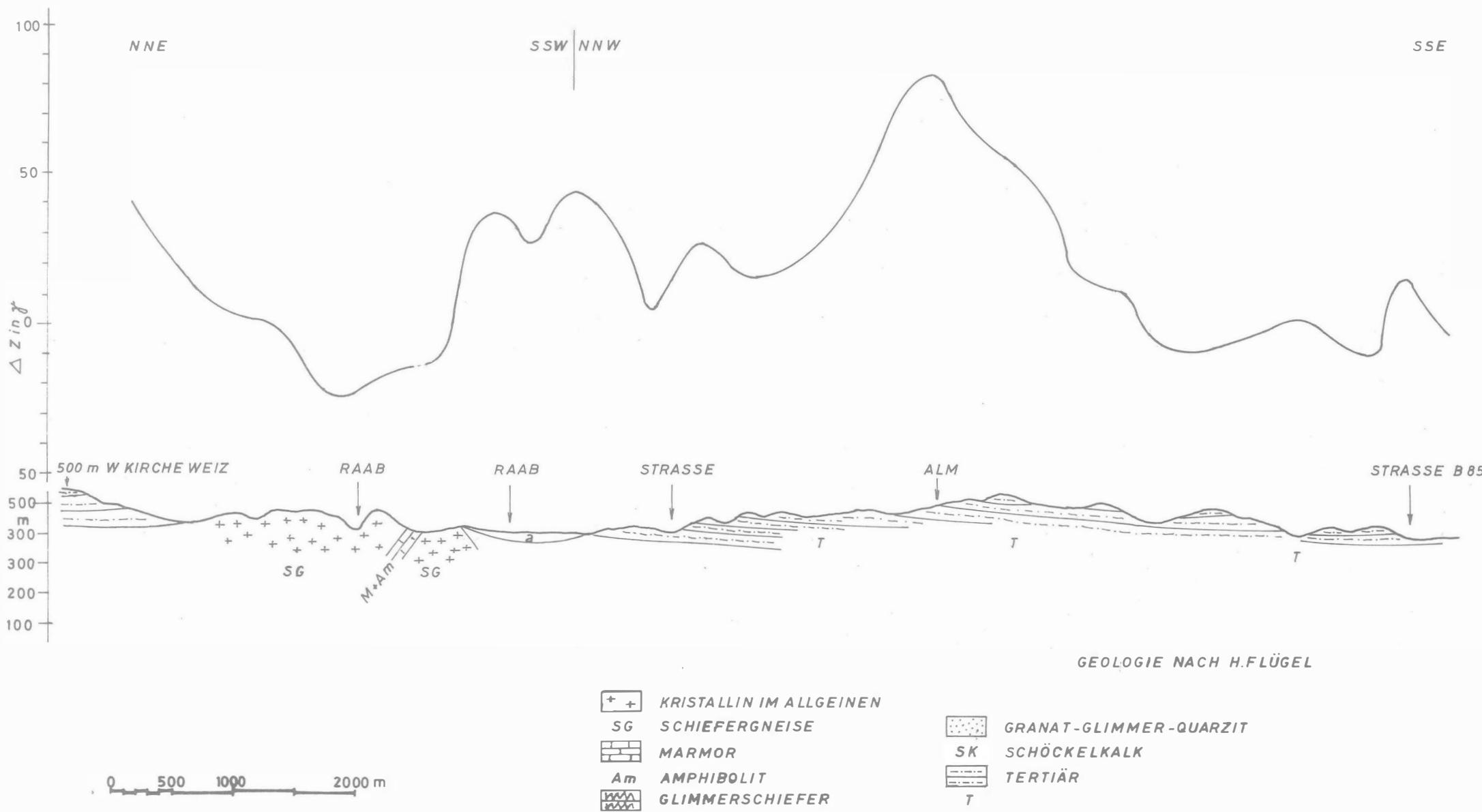
MAGNETIK BERNSTEIN



GEOLOGISCHES PROFIL NACH A. ERICH (1960)



MAGNETISCHES PROFIL
WEIZ-EGGERSDORF



MAGNETISCHES PROFIL
ST.RAEGUND - ST.LEONHARD

