



**Geologische Bundesanstalt**  
Fachabteilung Geophysik

---

# G eologie eophysik eochemie

**Verifizierung und fachliche Bewertung  
von Forschungsergebnissen und  
Anomalienhinweisen aus regionalen und  
überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten**

Reinhard Belocky  
Gernot Oberlercher  
Wolfgang Seiberl  
Peter Slapansky

Mitarbeit: Robert Faber und Klemens Grösel

**Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen  
und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen  
Basisaufnahmen und Detailprojekten**

**ÜLG 28/99**

Reinhard Belocky  
Gernot Oberlercher  
Wolfgang Seiberl  
Peter Slapansky

Mitarbeit: Robert Faber und Klemens Grösel

92 Seiten  
44 Abbildungen  
9 Tabellen  
1 Anhang  
7 Beilagen in Beilagenband

4.4.2.3. Böden über penninischen Einheiten .....	64
4.2.2. Bohrung Pulkau S1.....	65
4.2.3. Messungen in Bergbaugebieten .....	65
4.2.4. Messvorgang.....	66
4.3. Labormessungen.....	67
4.3.1. Nachmessen der Geländeproben.....	67
4.3.2. Optimierung des Messvorganges .....	67
4.4. Auswertung und Ergebnisse.....	69
4.4.1. Auswertung der Messungen an Kernen der Bohrung Pulkau S1 .....	69
4.4.2. Lithologische Analyse der gemessenen IR-Spektren mit Hilfe der Erstellung von Spektraldatenbanken für die beprobenen geologischen Einheiten .....	74
4.4.2.1. Optimierung des Analyseverfahrens – Zweite Auswertephase .....	74
4.4.2.2. Analyse von Messungen auf Böden über Muttergestein .....	75
4.4.2.3. Analysen von Messungen auf Böden über Bergbauarealen.....	85
4.5. Ergebnisse .....	88
5. Zusammenfassung .....	89
6. Literatur.....	90
7. Anhang	

#### Verzeichnis der BEILAGEN :

Aerogeophysikalische Karte Drauzug und Gailtal 1 : 50 000, Widerstand

Aerogeophysikalische Karte Drauzug und Gailtal 1 : 50 000, Magnetik

Aerogeophysikalische Karte Drauzug und Gailtal 1 : 50 000, Dosisleistung

Aerogeophysikalische Karte Drauzug und Gailtal 1 : 50 000, Kalium

Aerogeophysikalische Karte Drauzug und Gailtal 1 : 50 000, Thorium

Aerogeophysikalische Karte Drauzug und Gailtal 1 : 50 000, Uran

Aerogeophysikalische Karten Drauzug und Gailtal 1 : 200 000 : Widerstand, Magnetik, Dosisleistung, Kalium, Uran, Thorium

## Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung .....	3
2. Gammastrahlenspektrometrie an Karbonatgesteinen .....	4
2.1. Zielsetzung .....	4
2.2. Messmethodik und Auswertung .....	5
2.3. Messgebiet Seefeld/Tirol .....	6
2.3.1. Geologischer Überblick .....	6
2.3.2. Tektonik .....	8
2.3.3. Beschreibung der Profilabschnitte .....	9
2.3.4. Messergebnisse und Interpretation .....	13
2.4. Messgebiet Steinplatte (Waidring/Tirol) .....	25
2.4.1. Geologischer Überblick .....	25
2.4.2. Tektonik .....	27
2.4.3. Beschreibung der Messbereiche .....	29
2.4.4. Messergebnisse und Interpretation .....	31
2.5. Ausblick .....	36
3. Neubearbeitung der Aerogeophysik Gailtal .....	38
3.1. Einleitung .....	38
3.2. Reprocessing der Daten der Hubschraubergeophysik .....	38
3.2.1. Auswertung der aerogeophysikalischen Messungen .....	39
3.2.2. Allgemeine Processingschritte - Datenvorbereitung .....	39
3.2.3. Radiometrieauswertung .....	40
3.2.4. Auswertung der Magnetikmessungen .....	41
3.2.5. Auswertung der Elektromagnetischen Messungen .....	42
3.3. regionale Interpretation der neuberechneten Radiometriedaten .....	49
3.3.1. Kalium .....	49
3.3.2. Uran .....	51
3.3.3. Thorium .....	53
3.4. Ausblick .....	54
4. Infrarot - Spektrometrie .....	55
4.1. Einleitung .....	55
4.2. Geländemessungen .....	57
4.2.1. Böden .....	58
4.4.2.1. Böden über kristallinem Untergrund (Böhmisches Massiv) .....	59
4.4.2.2. Böden über tertiärem / quartärem Untergrund (Molassezone) .....	60
4.4.2.3. Böden über Flysch und kalkalpinem Untergrund .....	62

## 1. Einleitung

Die gammastrahlenspektrometrischen Untersuchungen des Hauptdolomites wurden im Karwendelgebirge bei Seefeld/Tirol fortgeführt. Dabei sollte ein möglichst komplettes Profil durch die gesamte Schichtfolge des Hauptdolomit aufgenommen werden, um die interne lithologische Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Hauptdolomit mit der eingeschalteten Spezialfazies der Seefelder Schichten mit der Verteilung der radioaktiven Elemente Kalium, Uran und Thorium im Schichtstapel zu vergleichen.

Als zweiter Schwerpunkt der radiometrischen Untersuchungen von Karbonatgesteinen wurde auf der Steinplatte (Waidring/Tirol) ein obertriadischer Karbonatkomplex gammastrahlenspektrometrisch untersucht. Hier liegen kontinuierliche Faziesübergänge vom Riff (rätsche Korallenkalke) über Riffschutt- und Vorriffsedimente bis zu den kalkig-mergeligen Beckensedimenten der Kössener Schichten vor, die auf ihren Gehalt an Kalium, Uran und Thorium in Hinsicht auf die eventuell damit verbundenen sedimentologisch - faziellen Implikationen analysiert wurden.

Die Hubschraubergeophysik des Messbereiches Drauzug – Gailtal (SEIBERL & HEINZ 1985, 1986 und 1987) wurde einer kompletten Überarbeitung unterzogen. Die gemessenen Daten wurden mit seither wesentlich verbesserten Auswertemethoden völlig neu berechnet und die Ergebnisse in Karten 1 : 50 000 und 1 : 200 000 kompiliert.

Für die radiometrischen Daten wurde ein detaillierter regionaler Vergleich zwischen alter und neuer Auswertung durchgeführt, insbesonders was die Auswirkungen der neu durchgeführten Topographiekorrektur betrifft.

An Böden, sowie teilweise auch an Gesteinen Niederösterreichs, des Burgenlandes und der Steiermark wurden infrarotspektrometrische Messungen mittels des tragbaren PIMA IR-Spektrometers durchgeführt, um die mineralogischen, lithologischen bzw. pedologischen Differenzierungsmöglichkeiten dieses Verfahrens zu charakterisieren.

## 2. Gammastrahlenspektrometrie an Karbonatgesteinen

### 2.1 Zielsetzung

Im Rahmen einer geplanten näheren Charakterisierung von spezifischen Gesteinstypen (Feststellung von lithologischen Trends und Zusammenhängen zwischen oberflächenbezogener Geochemie und geologischem Untergrund, sowie eine noch durchzuführende rechnerische Verknüpfung verschiedener Datensätze) wurde in diesem Projektjahr im regionalem Bereich speziell der Hauptdolomit, und von diesem ausgehend, auch andere obertriadische Karbonatgesteine untersucht.

Anschließend an die geophysikalischen, geochemischen und sedimentologisch-mikrofaziellen Untersuchungen des bituminösen Hauptdolomits vom Gaisberg (SE Kirchberg/Tirol) (BELOCKY et al. 1997, 1998) wurde damit begonnen, den lithologischen Komplex des Hauptdolomites in Bezug auf seine gammastrahlenspektrometrischen Eigenschaften näher zu definieren. Dabei sollte u. A. speziell beobachtet werden, inwieweit sich die interne lithologische Gliederung mittels dieser Methode nachvollziehen lässt.

Ziel ist dabei eine mögliche Erfassung des Einflusses von sedimentologisch-faziellen Gegebenheiten auf die geochemische Verteilung von Spurenelementen (Uran, Thorium) und Kalium.

Als Träger des Kaliums fungieren überwiegend die Tonminerale, der Einfluss von detritischen Glimmern und Feldspäten ist bei den hier vorliegenden Karbonatgesteinen sehr gering. Der Gehalt an Thorium ist sicher auf die detritische Schwermineralfraktion zu beziehen. Die wesentlichsten Th-Träger sind in diesen Fall Orthit, Monazit und Zirkon. Uran ist z.T. ebenfalls an den detritischen Eintrag, überwiegend an Monazit und Zirkon, gebunden. Es ist aber auch ein Transport des Urans in gelöster Form über weitere Strecken möglich (im Gegensatz zum Thorium).

Als Testgebiet wurde das Karwendelgebirge östlich von Seefeld/Tirol ausgewählt. Hier handelt es sich um ein sehr großes zusammenhängendes Hauptdolomitareal, in dem die gesamte Schichtfolge relativ gut bis ausgezeichnet aufgeschlossen ist, und von dem eine neuere geologische Kartierung vorliegt (HAUSER 1992). Somit konnten in einem überschaubaren Bereich radiometrische Profile durch die gesamte Abfolge des Hauptdolomites aufgenommen werden.

Außerdem gibt es für diesen Bereich eine gute interne Gliederung des Hauptdolomites, aufbauend auf mikrofaziellen und geochemischen Parametern (CZURDA & NICKLAS 1970, FRUTH & SCHERREIKS 1975, 1982, 1984), Einer derartigen Gliederung kann durchaus überregionaler Charakter zugeschrieben werden.

Von besonderem Interesse waren auch die z.T. stark bituminösen Seefelder Schichten. Für diese liegt eine detaillierte Bearbeitung der Typikalität durch W. POLESCHINSKY (1988), sowohl in sedimentologisch-fazieller, wie auch in biostratigraphischer und in organisch-geochemischer Hinsicht vor.

Einen zweiten Schwerpunkt bildete die Bearbeitung der obertriassische Sedimente der Karbonatplattform der Steinplatte zwischen Waidring (Tirol) und Lofer (Salzburg). Hier wurden exemplarische Beispiele für die unterschiedlichen Faziesbereiche einer Karbonatplattform vom Riff- über den Vorriffbereich bis zum Beckenbereich ausgewählt und in Hinblick auf ihre radiometrischen Eigenschaften untersucht.

## 2.2 Messmethodik und Auswertung

Zur Messung der spezifischen  $\gamma$ -Strahlung von Kalium, Uran und Thorium wurde ein Gammastrahlenspektrometer vom Typ GS-256 (Geofizika Brno) verwendet. Dieses besteht aus einem Detektor (3" x 3" NaJ-Kristall), sowie einem Vielkanalanalysator. Bei der Gammastrahlenspektrometrie werden die jeweiligen Elemente aufgrund ihrer energiespezifischen  $\gamma$ -Strahlung identifiziert. Diese beträgt 2620 keV bei Thorium, 1760 keV bei Uran und 1460 keV beim Kalium. Bei Auftreffen einer  $\gamma$ -Strahlung auf den Detektorkristall erzeugt dieser einen Lichtimpuls, der über einen elektronischen Vervielfältiger in einen Spannungsimpuls umgewandelt wird, wobei die Impulse jeweils proportional zur Energie der einfallenden  $\gamma$ -Strahlung sind. Der Spannungsimpuls wird an den Vielkanalanalysator weitergeleitet und in dem zum jeweiligen Spannungswert passenden Kanal registriert.

Die von den einzelnen Elementen ausgesandte  $\gamma$ -Strahlung tritt jedoch zum Teil mit anderen Materialen (Luft, Boden, Messapparatur) in Wechselwirkung und gibt dabei einen Teil ihrer Energie ab. Dies hat zur Folge, dass ursprünglich höherenergetische Strahlung teilweise in niedereren Energiekanälen registriert wird und so beispielsweise eine von einem Thoriumatom stammende  $\gamma$ -Strahlung im Energiebereich des Kaliums oder des Urans registriert wird. Dieser sogenannte Compton-Effekt wird bei der Kalibrierung des Gerätes ermittelt.

Weiters muss noch ein Hintergrundfehler berücksichtigt werden, der dadurch entsteht, dass das Gerät selbst in den einzelnen Kanälen eine gewisse Zählrate erzeugt.

Die Messgenauigkeit des  $\gamma$ -Spektrometers entspricht der Wurzel aus der Zählrate.

Aufgrund von Umständen in Zusammenhang mit den Übersiedlungen der GBA ist es zwischenzeitlich zu einer sehr ungünstigen Aufstellung der Kalibrierstandards (bei denen es sich um Betonblöcke von jeweils mehr als 700 kg Gewicht handelt) gekommen, sodass eine zufriedenstellende Kalibrierung des Messgerätes seit über einem Jahr nicht möglich war. Deshalb konnte die Korrektur der Messwerte vorläufig nur provisorisch erfolgen. Der provisorische Charakter der Daten zeigt sich am augenfälligsten in negativen Gehalten der Elemente, wie sie in den folgenden Tabellen und Diagrammen immer wieder auftreten. Es ist allerdings klar, dass sich eine exakte Korrekturberechnung nur auf die Absolutwerte wesentlich auswirken würde, Trends und Verhältniswerte würden nur geringfügig modifiziert werden. Da in den hier vorgelegten Auswertungen die exakten Absolutwerte aber keine Rolle spielen, können die Daten auch in der vorliegenden provisorischen Form präsentiert werden.

Die compton- und hintergrundkorrigierten Umrechnung in geochemische Äquivalente wurden vorläufig wie folgt durchgeführt:

$$K_c [\%] = (K [\text{cpm}] - 0,98 \cdot U [\text{cpm}] - 2,79 \cdot Th [\text{cpm}]) / 193,26$$

$$U_c [\text{ppm}] = (U [\text{cpm}] / 2 - 2,668 \cdot (Th [\text{cpm}] / 2)) / 11,69$$

$$Th_c [\text{ppm}] = (Th [\text{cpm}] / 2) / 1,93$$

Die Messungen erfolgten mit einer Akkumulationszeit von 2 min, was aufgrund von Testmessungsserien (BELOCKY et al. 1999) als akzeptabler Kompromiß zwischen Messgenauigkeit und Zeitaufwand ermittelt wurde. Die Messungen erfolgten je nach Geländebeschaffenheit im Abstand von 20 - 40 m bzw. alle 10 Höhenmeter, bei schlechten Aufschlussverhältnissen, bzw. bei Auftreten von Fremdschutt natürlich jeweils an die Gegebenheiten angepasst.

Da das Gammastrahlenspektrometer unabhängig von der Richtung die gesamte einfallende  $\gamma$ -Strahlung registriert, sind die Messungen stark von der lokalen Gelände-

form abhängig. Beispielsweise werden in Gräben und lokalen Rinnen deutlich höher Werte gemessen als auf Graten oder Kuppen. Weiters ist die Oberflächenbeschaffenheit von großer Bedeutung, wie bereits die Messserie am Gaisberg deutlich gemacht hat (BELOCKY et al. 1998): Es zeigte sich, dass Erde und Wiese durch die verwitterungsbedingte Anreicherung über dem karbonatischen Untergrund deutlich höhere Werte als Schutt oder anstehender Fels ergeben; Waldboden zeigt niedrigere Werte als Almwiese. Durch diese Effekte konnten sich bei unmittelbar benachbarten Messpunkten Unterschiede in der Größenordnung von 50-100% ermittelt werden. Es ist allerdings einschränkend anzumerken, dass zu diesen beträchtlichen Schwankungsbereichen sicherlich auch die deutlich kürzere Messzeit von 1 min beigetragen hat.

## 2.3 Messgebiet Seefeld

### 2.3.1 Geologischer Überblick

Die Gesteine des Hauptdolomits sind nach allgemein akzeptierten sedimentologischen Modellen auf die Ablagerungen einer rifffernen Lagune mit hypersalinem Charakter zurückzuführen, die in der Oberen Trias (Nor bis unteres Rhät) sedimentiert wurden (FRUTH & SCHERREIKS, 1984, BRANDNER & POLESCHINSKY, 1986).

Lithostratigraphisch kann er in Unteren Hauptdolomit, Mittleren Hauptdolomit und Oberen Hauptdolomit gegliedert werden.

Der Untere und Mittlere Hauptdolomit besteht im Wesentlichen aus einer zyklischen Wattfazies. Im Oberen Hauptdolomit entwickeln sich zusätzlich dazu zwei spezielle sehr verschiedene Faziesbereiche, die euxinische Seefelder Fazies und die mehr offenmarine Plattenkalkfazies (BRANDNER & POLESCHINSKY, 1986).

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und unterlagernden Raibler Schichten kann nicht eindeutig gezogen werden. Sie sind allgemein über die obersten evaporitisch-brekziösen Gesteine der Raibler Schichten gelegt (JERZ 1966).

Die obere Grenze des Hauptdolomits ist gleichzeitig die Basis der untersten Schiefertone der Kössener Schichten (CZURDA & NICKLAS 1970).

- Unterer Hauptdolomit

Der Untere Hauptdolomit beginnt mit einer Abfolge feingebankter Dolomitlamellenite. Die Bänke sind meist wenige cm mächtig und zeigen gelb- bis graubraune Farben. Nach oben treten zunehmend dickere Bänke auf, die am Übergang zum Mittleren Hauptdolomit bis zu 2 m mächtig werden können. Die Mächtigkeit des Unteren Hauptdolomits schwankt zwischen 100 m und 200 m (LINZER 1989).

- Mittlerer Hauptdolomit

Der Mittlere Hauptdolomit setzt sich aus einer monotonen Wechselfolge von weißen und grauen Dolomitbänken zusammen, die zwischen 0,5 und 2 m mächtig und meistens intern laminiert sind. Im oberen Abschnitt kommen gelegentlich Hohlraumgefüge mit Internsedimentation vor, die als geopetale Gefüge oft die einzigen Hinweise auf die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse sind (LINZER 1989). Der Mittlere Hauptdolomit ist bis zu 1000 m mächtig.

- Oberer Hauptdolomit

Der Obere Hauptdolomit setzt sich aus der euxinischen Seefelder Fazies und der mehr offenmarinen Plattenkalk-Fazies zusammen. Ein Schwellenbereich trennte den zeitweise vom offenen Meer abgeschlossenen Bereich der Seefelder Fazies vom Bereich der Plattenkalk-Fazies (BRANDNER & POLESCHINSKY, 1986).

- Seefelder Schichten:

Die Seefelder Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von schwarzen bis dunkelbraunen mm-geschichteten Bitumenmergeln, dolomitischen Stromatolithen und schwarzen cm-mächtigen Kalkbänken. Die Bitumenmergellaminiten bilden sich in einem Sapropelmilieu. In den Seefelder Schichten sind besonders in der südlichen Inntaldecke Gleitfalten zu beobachten, die sich als Folge submariner Rutschungen von Schichtpaketen entwickelten und durch tektonische Subsidenzereignisse gesteuert wurden (BRANDNER & POLESCHINSKY, 1986).

Da die Seefelder Schichten von besonderem Interesse erscheinen, sowohl in Vergleich zu ebenfalls stärker bituminösen Abschnitten des Unteren Hauptdolomits (z.B. Gaisberg, BELOCKY et al. 1997, 1998), wie zu Seefelder Schichten der Gailtaler Alpen (derzeit in Arbeit), soll hier näher auf die detaillierte Bearbeitung durch POLESCHINSKY 1988 eingegangen werden.

Die Seefelder Schichten gehen aus dem Zyklenbau des Mittleren Hauptdolomits unter zunehmender Subsidenz hervor. Beginnende synsedimentäre Bruchtektonik und Beckenbildung in der Obertrias sind sowohl sedimentologisch wie auch faunistisch belegt (obere Transgression im Hauptdolomit).

Sie werden stets von einer basalen Rutschbrekzienabfolge eingeleitet. Sedimentologisch und faziell kann zwischen einer Beckenrandfazies mit regressiven karbonatischen Sequenzen und einer proximalen Beckenfazies, die insbesonders durch gravitative Massentransporte in Form von Rutschfaltenmassen und Rutschbrekzien sowie kerogen- und bitumenreichen Gesteinstypen beherrscht wird, unterschieden werden. Die Mächtigkeit der Beckenrandfazies beträgt 120 bis 410 m, die der Beckenfazies 440 bis 560 m.

Durch Schwankungen der Karbonatproduktion, der Sedimentanlieferung (Auftreten von Tempestiten (Sturmsedimente) und der Redoxbedingungen tritt in beiden Faziesbereichen eine Klein- und Mikrozyklik auf, wobei entweder Karbonatbänke mit wechselndem Gehalt von organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$  von 2 bis 5 %), und/oder Zyklen mit kerogen- und bitumenreichen Feinstlaminiten ( $C_{org}$  7 bis 25 %) vorliegen. In der Beckenfazies ist der Gehalt an  $C_{org}$  stets größer als in den Beckenrandbereichen. Besonders die kerogen- und bitumenreichen Feinstlaminiten zeigen die für ein Sapropelmilieu (Faulschlamm) typischen hohen Metall- und Spurenelementgehalten. Die auftretenden Faunenelemente mit Ammoniten- und Conodontenfaunen in den Beckenrandbereichen, sowie einer reichen Fischfauna in den Becken belegen eine zumindest zeitweise Verbindung zu einem offenmarinen Faziesraum.

Die Anlage der Becken der Seefelder Schichten dürfte maßgeblich durch Bruchtektonik bedingt sein, auch die Sedimentationszyklen im Becken selbst sind durch tektonische Phasen gesteuert.

Eine weit verbreitete Rutschbrekzie sowie weitere 300 bis 400 m Oberer Hauptdolomit bilden das Hangende über den Seefelder Schichten in diesem Raum.

Eine andere Deutung erfährt die Entstehung der Wechsellagerung zwischen Karbonatlagen sowie Ton- und  $C_{org}$ -reichen Lagen ist nach FRIES (1988): sie ist weniger von speziellen Voraussetzungen innerhalb des Beckens abhängig, als von Bedingungen auf der umliegenden Plattform. In Zeiten eines Meeresspiegeltiefstandes, mit dem ein Trockenfallen der Hauptdolomitplattform einherging, kam es zum Eintrag des Detritus der Plattform in die tieferen, wasserführenden Becken des bituminösen

Hauptdolomites. Das Überangebot an Nährstoffen erschöpfte den Sauerstoffgehalt des Wassers und führte zu anaeroben Bedingungen, die die Erhaltung des anorganischen Materials ermöglichten. In Zeiten eines Meeresspiegelhochstandes herrschte eine karbonatische Sedimentation vor (FRIES 1988).

Auf die komplexe organische Geochemie dieser und vergleichbarer Gesteinsabfolgen kann und soll hier nicht näher eingegangen werden, da derartige Untersuchungen den Rahmen der Fragestellung überschreiten würden. Es sei hier nur auf die Arbeiten von FRIES (1988), LOBITZER et al. (1988) und KÖSTER (1989) und auf die darin zitierte Literatur verwiesen.

### 2.3.2 Tektonik:

Die hier bearbeitete Schichtfolge liegt im großtektonischen Rahmen innerhalb der Inntaldecke (TOLLMANN 1976).

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites in der gesamten Inntaldecke beträgt maximal 1500 m, am Südrand der paläogeographisch nördlich anschließenden Lechtaldecke etwa 800 m und in den nördlichen Abschnitten der Lechtaldecke 1200 m (LINZER 1989).

Das Gebiet wird tektonisch vor allem durch einen etwa E - W streichenden, weitgehend nordvergenten Großfaltenbau geprägt, der Großfaltenbau taucht in diesem Bereich im W mit bis zu 45 ° in den Seefelder Raum ab und bildet so eine auffallende tektonische Querstruktur („Seefelder Senke“) innerhalb der Nördlichen Kalkalpen. Einen Überblick über die geologischen Lagerungsverhältnisse gibt die Abb.1.

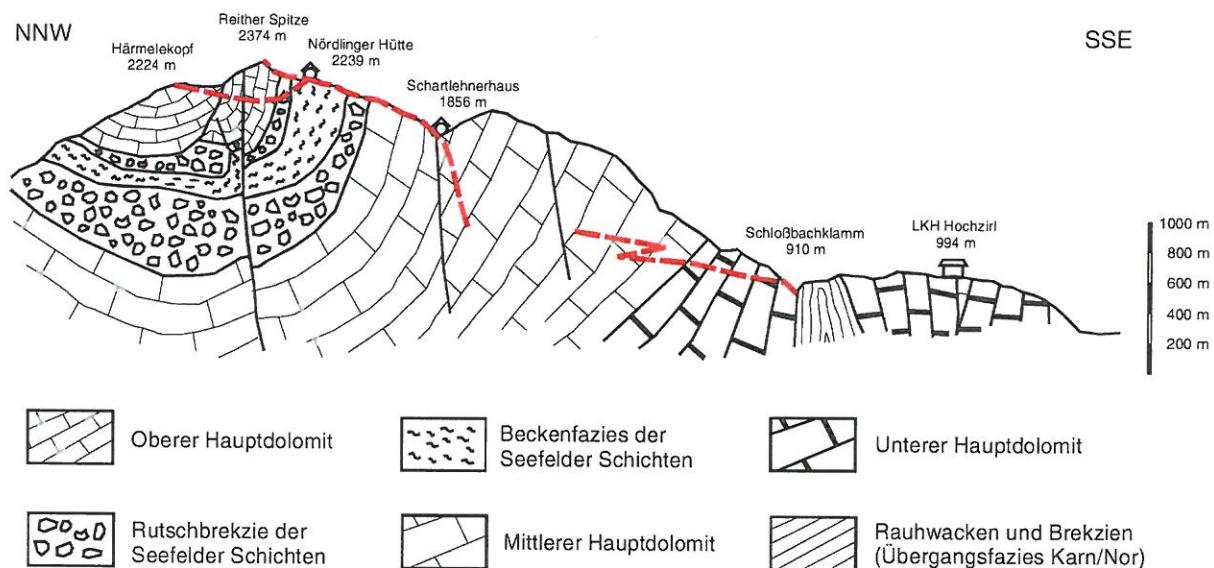


Abb.1: Schematisiertes geologisches Profil durch das Karwendelgebirge östlich von Seefeld. Der Nordteil ist weitgehend von POLESCHINSKY (1989, Abb.2) übernommen. Die strichlierten roten Linien markieren die in das Profil hineinprojizierten Lagen der radiometrischen Profile. Es zeigt sich deutlich, dass der mittlere Abschnitt des Mittleren Hauptdolomits in den Messungen nicht erfasst wurde.

Das Gebiet zwischen Seefeld, Eppzirler Tal und Wengertal wird vom Zentralbereich einer weiträumigen Synklinale (Gleierschtal-Synklinale, TOLLMANN 1976) eingenommen (siehe auch Profil Abb. 1). Hier sind über Mittlerem Hauptdolomit Seefelder Schichten und Oberer Hauptdolomit aufgeschlossen. Das Gebiet Seefelder Spitze, Reither Spitze, Härmelekopf wird überwiegend von Oberem Hauptdolomit aufgebaut und stellt das Hangendste innerhalb dieses großräumigen Synklinalbereichs dar. Der Obere Hauptdolomit erreicht hier eine Mächtigkeit von 200 m bis 400 m (POLESCHINSKY 1988).

Innerhalb der Seefelder Schichten finden sich hier große Mächtigkeitsunterschiede, was auf eine weitgehend durch synsedimentäre Massentransporte geprägte Lithologie, gekennzeichnet durch Rutschfalten, Rutschbrekzien und Olistolithen, zurückzuführen ist (POLESCHINSKY 1988). Die Seefelder Schichten erreichen in diesem Gebiet eine Mächtigkeit zwischen 100 m und bis zu mehr als 400 m. Zusätzlich tritt in lateraler Erstreckung ein rascher Wechsel von tektonisch kompetenten Gesteinen in Form verschiedener Dolomite zu tektonisch inkompotenten Abfolgen mit stark bituminöse Feinstlaminiten und dünne Kalkbänkchen auf. Dies bewirkt, zusammen mit den großen primären Mächtigkeitsunterschieden auf engstem Raum, eine sehr komplexe kleinräumige interne Tektonik innerhalb dieses Synklinalbereichs.

Der Raum Reither Jochalm im E von Seefeld bildet das Zentrum des ehemaligen Ölschiefer-Bergbaues.

Der Bereich Schloßbachklamm - Reith - Schartlehnerhaus wird großräumig von einer ca. E-W streichenden nordvergenten, enggepressten Antiklinale (= Solsteinantiklinale) mit praktisch senkrechter Achsenebene aufgebaut. Im Bereich des Grießkarbaches und im westlichen Seitengraben (beim Kaiserstand) ist der Kern dieser Antiklinale im Unteren Hauptdolomit aufgeschlossen (POLESCHINSKY 1987).

Der gesamte Raum ist durch drei Hauptstörungssysteme geprägt: ein ältestes E - W streichendes Störungssystem mit sinistraler Versetzung, ein jüngeres NW - SE streichendes dextrales, und ein jüngstes NE - SW streichendes, sinistrales System (POLESCHINSKY 1988).

### 2.3.3 Beschreibung der Profilabschnitte

- Profil Härmelekopf - Nördlinger Hütte - Reither Spitze

Das Profil wurde ausgehend von der Härmelekopf-Bahn Bergstation am unteren Wanderweg zur Nördlinger Hütte aufgenommen, von dort weiter entlang des markierten Weges zum Gipfel der Reither Spitze.

Auf den ersten 500 bis 600 m (bis zur ersten markanten Rinne) ist der Hauptdolomit z.T. anstehend, z.T. auch nur als Schutt im Almboden anzutreffen, der weitere Profilbereich ist fast durchwegs bestens aufgeschlossen. Die Abstände der Messpunkte betrugen etwa 20 bis 30 m.

Zunächst der Härmelekopf-Bahn Bergstation tritt gelblichgrauer, weiß anwitternder Hauptdolomit auf, der zum Oberen Hauptdolomit gestellt wird (HAUSER 1992). Die Farbe schwankt von hell beige über gelblichgrau bis blass bräunlich. Der Haupttyp ist z.T. laminiert und im dm- bis m-Bereich, zumeist im 20 cm-Bereich gebankt.

Bei etwa 2160 m treten cm-mächtige ockerbraune Zwischenlagen, sowie brekziöse Lagen mit ockerbraunen Schollen (2 bis 10 cm lang) auf.

Darauf folgender mittelgrauer bis rötlichbrauner im dm-Bereich gebankter, z.T. laminiert Dolomit könnte schon zu den Seefelder Schichten zu stellen sein.

Sichere Seefelder Schichten sind bräunliche Typen, diese wirken leicht mergelig und sind z.T. brekziös. Es treten öfters auffällig löchrig anwitternde Bänke auf. Den Haupttyp bilden bräunliche mergelige, z.T. laminierte Dolomite mit feinblättrigen dunklen Mergelschiefern in dm-Wechsellagerung. Durch Zerbrechung der kompetenteren Lagen des laminierten Dolomits entstehen Übergänge zu Brekzien (ev. Bereits sedimentär angelegt ?), aber auch in stärker aufgelösten Bereichen sind die ursprünglichen Zusammenhänge stellenweise noch erkennbar. Einen lithologisch recht markanten Typ stellt ein bräunlicher, z.T. rötlich gefleckter brekziöser Dolomit dar.

- Seefelder Schichten unmittelbar hinter der Nördlinger Hütte

Die Seefelder Schichten bei der Nördlinger Hütte sind in Form von Einschaltungen von bituminösen, dunkelgrauen, sandig-siltigen Schiefern in Hauptdolomit ausgebildet, der eine kalkig und/oder dolomitisch, Beckenrandfazies darstellt. Der HCl-unlösliche Rückstand der Schiefer beträgt 2 bis 67 gew.%, der Bitumengehalt 1500 bis 18800 ppm (KODINA et al. 1988). Die dm-mächtige Lagen der feinblättrigen Mergel sind in Stauchfalten gelegt, härtere Lagen sind boudiniert.

- Profil Nördlinger Hütte – Schartlehner Haus – Auland

Das Profil wurde entlang des markierten Weges aufgenommen, der etwa entlang des Kamms zum Schartlehnerhaus verläuft, von wo er weiter gegen WSW über einen breiten bewaldeten Rücken ins Tal führt. Der Abstand der einzelnen Messpunkte betrug etwa 20 bis 30 m, entlang der Serpentinen ins Tal wurde in Abständen von 10 Höhenmetern gemessen. Im Wald ist der Dolomit Bereichsweise nicht direkt aufgeschlossen, es findet sich dort Waldboden mit vielfach Moosbewuchs und mehr oder weniger eingestreutem Dolomitschutt. Eine Überrollung durch von oben abgleitenden Schutt kann nicht ausgeschlossen werden. Dies würde aber für die Aussagen der Messungen nur geringere Bedeutung besitzen, da der Verlauf des Profils hier schiefend in die Streichrichtung des Hauptdolomits einstreicht (Abb.1).

In der geologischen Karte 1 : 50 000 Blatt 117, Zirl (HAUSER, 1992) ist dieser Bereich durchgehend als anstehender Hauptdolomit eingetragen, weist also nur geringe Schuttüberdeckung auf. Unter etwa 1450 m SH tritt zusätzlich eindeutiges Moränenmaterial im überwiegenden Dolomitschutt auf. Ab hier wurden nur noch Punkte mit anstehendem Dolomit gemessen.

Südlich der Nördlinger Hütte treten schon bald hellere Dolomite in den Vordergrund, verbreitet sind sie aber leicht mergelig. Häufig sind Wechsellagerungen von dünnblättrigem Mergel mit gebanktem, grauem laminiertem Dolomit. Bereichsweise treten Bänke von mittelgrauem feinkristallin wirkendem Dolomit auf, die vielfach ebenfalls laminiert sind, auch stärker mergelige Dolomite sind z.T. laminiert.

Der ab der markanten Rinne bei m folgende Mittlere Hauptdolomit ist im Großen und Ganzen recht gleichförmig ausgebildet als mittel- bis hellgrauer laminierter Dolomit, der z.T. kleinstückig verwittert.

- Profil von Reith nach Hochzirl

Dieses Profil setzt stratigraphisch gesehen unterhalb des vorherigen fort (mit einer gewissen Unterbrechung in der Schichtfolge). Laut der geologischen Karte 1 : 50 000 Blatt 117, Zirl (HAUSER, 1992) umfasst es den unteren Anteil des Mittleren Hauptdolomits, den Unteren Hauptdolomit und als tiefstes eine Rauhwacken und Brekzien führende Serie, die als Übergangsfazies zu den Raibler Schichten aufgefasst wird (Karn/Nor) (HAUSER, 1992).

Die Messungen wurden entlang der Forststraßen im unteren Abschnitt der Hänge E von Reith durchgeführt, sowie an der Forststraße und dem Wanderweg, welche von Reith über die Haltestelle Leithen und durch die Schloßbachklamm nach Hochzirl führen.

Im Schutt tritt hier überall mehr oder weniger viel Moränenmaterial auf, deshalb wurde möglichst nur anstehender Dolomit gemessen, bei Schuttbereichen ohne Aufschlüsse des Anstehenden kamen nur solche mit reinem Dolomitschutt in Betracht, Messungen in völlig bewachsenem Waldboden wurden nicht durchgeführt. Dadurch war es natürlich unmöglich, auch nur halbwegs gleichmäßige Abstände zwischen den Messpunkten einzuhalten.

Überwiegend handelt es sich um mittel- bis dunkelgrauer Dolomit, der im m-Bereich gut gebankt ist, manchmal sind einzelne 10 cm mächtige stark mergelige Bänke zwischengeschaltet. In einzelnen Bänken findet sich dunkelgrauer, feinkristallin wirkender Dolomit. Bereichsweise ist eine starke Auflockerung des Gesteinsverbandes durch Kluftscharen in dm-Abstand festzustellen.

Unter etwa 1200 m treten stellenweise Einschaltungen von cm- bis dm-mächtigen mergeligen Lagen in laminiertem, im m-Bereich gebanktem mittelgrauen Dolomit auf, welcher hier den weitaus dominierenden Typ darstellt.

Gegen das statigraphisch Liegende treten auch mächtigere Bänke von dunklem, stark mergeligem Dolomit auf, dünne Zwischenlagen bestehen aus feinblättrigem Tonschiefer.

- Profil NE von Seefeld im mittleren Hauptdolomit

(Dieser Abschnitt ist in der Abb. 1 nicht eingezeichnet, und die Messwerte sind auch nicht in das zusammenfassende Profil (Abb. 3, 4 und 5) integriert, da ihre statigraphische Einordnung innerhalb des Profils nach derzeitigen Kenntnissen keineswegs eindeutig ist.)

Die Messserie beginnt entlang des Wanderweges von Seefeld gegen Norden östlich von Bahn und Bundesstraße (Hirnweg). Nach W. POLESCHINSKY (1988) handelt es sich hier um Mittleren Hauptdolomit.

Das Profil beginnt etwa 300 m NW der Talstation der Standseilbahn zur Roßhütte. Gute Aufschlüsse finden sich vor allem entlang der neuen Straße (noch nicht auf der topographischen ÖK50 Karte eingezeichnet) und weiter nördlich entlang der Bahn. Dazwischen gibt es nur einige wenige Stellen, wo mit einiger Sicherheit von anstehendem Hauptdolomit gesprochen werden kann, daher sind die Messpunkte hier auch nicht sehr dicht. Im Waldboden wurde nicht gemessen, weil hier mit beträchtlichen Anteilen von Moränenmaterial zu rechnen ist.

Ab Kote 1097 wurden die Messungen, vorbei an den ehemaligen Steinölbrennereien, auf einer neu angelegten Forststraße, die auf der topographischen Karte ÖK 50 noch nicht eingetragen ist, ausgeführt.

Zunächst handelt es sich um relativ hellen grauen Dolomit. Danach folgt ein mittelgrauer gebankter laminierter Dolomit, z.T. brekziös (Einschaltungen von dunkelgrauen Komponenten), der z.T. auch mit Zwischenschaltung von deutlich dunkleren Lagen, seltener auch Brekzien (die sehr wahrscheinlich tektonischer Entstehung sind) ausgebildet ist. Stellenweise fallen rötliche Verfärbungen an Klüften auf.

An der Forststraße oberhalb der verfallenen Steinölbrennereien treten in den Aufschlüssen stellenweise relativ helle, mittelgraue, feinkristalline Typen auf, die sich mit mittelgrauen, im dm-Bereich gebankten Dolomiten abwechseln, diese zeigen stellenweise eine eigenartige grünlich-gelbliche Verwitterungsfarbe.

Der Dolomitschutt ist hier über größere Bereiche in ziemlich bedeutendem Ausmaß von Moränenmaterial durchsetzt.

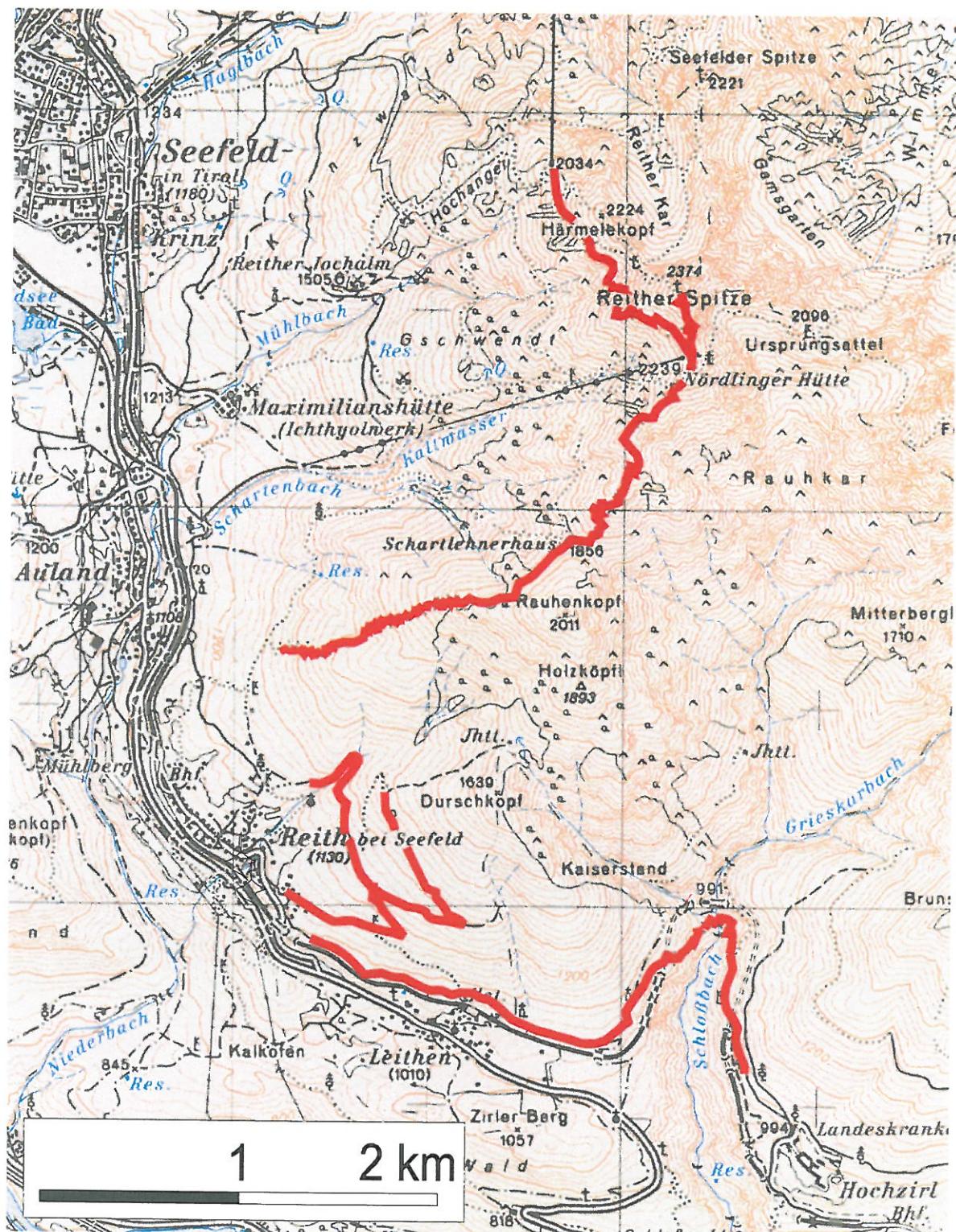


Abb. 2 : Lage der Messprofile. Die Profile im Mittleren Hauptdolomit nördlich von Seefeld sind nicht eingezeichnet, da die neugebauten Forststraßen auf den Karten noch nicht berücksichtigt waren.

### 2.3.4 Messergebnisse und Interpretation

Die Messwerte, sowie die Koordinaten der Messpunkte sind in Tab.1 aufgelistet.

Tabelle 1 : Gammastrahlenspektrometrie Messbereich Seefeld/Tirol

Oberer Hauptdolomit									
Profile Härmelekopf - Reither Spitze - Nördlinger Hütte									
Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
217620 / 243680	2045 m	1945	158	136	22	-0,19	3,3	5,7	
217620 / 243645	2045 m	1448	127	89	19	-0,07	1,6	4,9	
217630 / 243600	2050 m	2070	183	129	20	0,00	3,2	5,2	
217645 / 243560	2060 m	1893	137	120	13	-0,09	3,6	3,4	Almboden mit Dolomitschutt
217650 / 243515	2075 m	1878	155	147	22	-0,26	3,8	5,7	
217670 / 243480	2085 m	1752	143	124	19	-0,16	3,1	4,9	
217690 / 243440	2095 m	1858	170	117	21	-0,02	2,6	5,4	
217710 / 243410	2105 m	2195	198	151	20	-0,03	4,2	5,2	
217725 / 243380	2105 m	1709	155	128	18	-0,11	3,4	4,7	
217740 / 243360	2105 m	2253	196	153	14	0,04	4,9	3,6	
217775 / 243350	2105 m	1858	179	124	17	0,05	3,4	4,4	
217790 / 243320	2105 m	2004	169	137	24	-0,17	3,1	6,2	
217790 / 243280	2110 m	2292	219	152	17	0,12	4,6	4,4	
217820 / 243250	2110 m	1855	162	124	28	-0,19	2,1	7,3	
217845 / 243230	2105 m	2000	178	131	18	0,00	3,5	4,7	
217880 / 243220	2105 m	2524	250	184	31	-0,09	4,3	8,0	Hauptdolomitschutt
217925 / 243200	2090 m	1834	154	131	18	-0,13	3,5	4,7	
217910 / 243175	2095 m	1873	173	124	12	0,09	3,9	3,1	
217890 / 143140	2100 m	1963	152	142	16	-0,16	4,2	4,1	
217875 / 243120	2110 m	1656	162	110	19	0,01	2,5	4,9	
217890 / 243100	2120 m	1936	181	126	21	-0,01	3,0	5,4	
217825 / 243100	2140 m	1395	110	88	13	-0,06	2,3	3,4	
217950 / 243105	2150 m	2095	169	158	21	-0,23	4,4	5,4	
217945 / 243080	2155 m	2112	193	134	21	0,02	3,3	5,4	
217940 / 243040	2150 m	1843	167	125	18	-0,03	3,3	4,7	
217930 / 243020	2150 m	2194	170	164	15	-0,17	5,3	3,9	
217920 / 243010	2150 m	1950	197	124	23	0,06	2,7	6,0	
217910 / 242990	2155 m	1635	135	103	23	-0,16	1,8	6,0	
217940 / 242965	2165 m	1645	134	110	15	-0,08	3,0	3,9	
217945 / 242955	2170 m	2220	190	170	14	-0,08	5,7	3,6	
217975 / 243000	2175 m	2020	190	151	28	-0,19	3,3	7,3	
217995 / 242970	2185 m	1985	145	138	26	-0,32	2,9	6,7	
218000 / 217940	2185 m	2102	183	149	19	-0,08	4,2	4,9	
218050 / 242950	2200 m	1626	140	95	24	-0,10	1,3	6,2	
218125 / 242960	2220 m	2690	250	191	20	0,04	5,9	5,2	
218145 / 242935	2220 m	2208	203	145	21	0,01	3,8	5,4	
218165 / 242915	2220 m	2345	225	160	18	0,09	4,8	4,7	
218185 / 242890	2215 m	1841	176	115	19	0,05	2,8	4,9	

### Seefelder Schichten

Profile N der Nördlinger Hütte

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
218205 / 242865	2220 m	1943	181	129	28	-0,12	2,3	7,3	
218220 / 242845	2220 m	1706	151	119	30	-0,26	1,7	7,8	
218240 / 242820	2225 m	1779	152	101	23	-0,06	1,7	6,0	Almboden mit Dolomitschutt
218260 / 242795	2230 m	2093	205	128	21	0,11	3,1	5,4	
218280 / 242775	2230 m	3505	367	197	27	0,51	5,3	7,0	
218300 / 242750	2235 m	2316	232	151	18	0,17	4,4	4,7	

## Fortsetzung Tabelle 1

218370 / 242730	2245 m	2103	192	111	23	0,10	2,1	6,0	
218365 / 242775	2245 m	2811	290	181	22	0,27	5,2	5,7	
218355 / 242815	2255 m	1589	140	95	22	-0,07	1,6	5,7	
218340 / 242850	2265 m	1584	145	102	16	0,00	2,5	4,1	
218330 / 242865	2275 m	1815	171	117	24	-0,05	2,3	6,2	
218330 / 242880	2285 m	1773	138	122	19	-0,18	3,0	4,9	
218350 / 242910	2295 m	2067	177	155	19	-0,14	4,5	4,9	
218370 / 242940	2305 m	1569	147	113	22	-0,13	2,3	5,7	
218350 / 242970	2320 m	1943	164	140	22	-0,18	3,5	5,7	
218320 / 242975	2335 m	1990	196	134	21	0,03	3,3	5,4	
218310 / 243000	2235 m	2108	195	141	20	0,01	3,7	5,2	
218300 / 243025	2345 m	1601	136	110	22	-0,17	2,2	5,7	
218290 / 243050	2360 m	1814	163	123	17	-0,03	3,3	4,4	

### Seefelder Schichten

Aufschluss direkt hinter der Nördlinger Hütte

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
218340 / 242750	2239 m	5303	641	279	36	1,38	7,8	9,3	Mergel
218340 / 242750	2239 m	3093	387	169	28	0,74	4,0	7,3	Mergel
218340 / 242750	2239 m	2849	295	172	20	0,37	5,1	5,2	etwas massiger als daneben
218340 / 242750	2239 m	2958	319	157	22	0,54	4,2	5,7	Mergel
218340 / 242750	2239 m	3352	396	240	13	0,64	8,8	3,4	Mergel
218340 / 242750	2239 m	4085	499	217	33	1,01	5,5	8,5	Mergel
218340 / 242750	2239 m	3455	378	243	30	0,29	7,0	7,8	Mergel

### Seefelder Schichten

Profile S der Nördlinger Hütte

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
218370 / 242725	2245 m	3863	494	198	35	1,05	4,5	9,1	
218351 / 242700	2245 m	1631	156	105	23	-0,06	1,9	6,0	
218330 / 242675	2240 m	1353	105	92	11	-0,08	2,7	2,8	
218315 / 242650	2235 m	1225	94	79	26	-0,29	0,4	6,7	
218295 / 242625	2225 m	3978	578	154	45	1,56	1,5	11,7	feinblättriger dunkler Mergel
218275 / 242600	2215 m	1642	146	110	18	-0,06	2,7	4,7	
218255 / 242575	2205 m	4458	587	202	29	1,59	5,3	7,5	Mergellage
218255 / 242575	2205 m	2348	301	143	16	0,60	4,3	4,1	Dolomitlage
218220 / 242625	2190 m	2810	391	135	28	0,93	2,6	7,3	
218170 / 242640	2175 m	1721	184	103	23	0,10	1,8	6,0	
218230 / 242550	2295 m	1875	166	113	11	0,13	3,6	2,8	
218200 / 242525	2185 m	1758	137	120	11	-0,06	3,9	2,8	
218170 / 242500	2170 m	3005	376	164	29	0,70	3,7	7,5	Wechsellagerung in dm-Bereich
218140 / 242475	2155 m	2019	169	124	22	-0,07	2,8	5,7	
218115 / 242450	2140 m	2164	202	118	15	0,23	3,3	3,9	
218085 / 242425	2125 m	1838	182	106	26	0,03	1,6	6,7	
218060 / 242400	2115 m	2020	173	134	22	-0,10	3,2	5,7	
218030 / 242375	2105 m	2041	169	140	18	-0,10	3,9	4,7	mergeliger Dolomit
218000 / 242350	2100 m	2064	184	124	23	-0,01	2,7	6,0	mergeliger Dolomit
218004 / 242325	2090 m	2084	186	163	13	-0,05	5,5	3,4	
218006 / 242300	2080 m	2617	261	185	29	-0,01	4,6	7,5	Almboden

### Mittlerer Hauptdolomit (höherer Anteil)

Profil Nördlinger Hütte - Schartlehner Haus - SE Auland

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
218070 / 242270	2070 m	3026	289	189	25	0,18	5,2	6,5	
218080 / 242250	2065 m	1759	156	143	15	-0,13	4,4	3,9	

## Fortsetzung Tabelle 1

218370 / 242730	2245 m	2103	192	111	23	0,10	2,1	6,0	
218365 / 242775	2245 m	2811	290	181	22	0,27	5,2	5,7	
218355 / 242815	2255 m	1589	140	95	22	-0,07	1,6	5,7	
218340 / 242850	2265 m	1584	145	102	16	0,00	2,5	4,1	
218330 / 242865	2275 m	1815	171	117	24	-0,05	2,3	6,2	
218330 / 242880	2285 m	1773	138	122	19	-0,18	3,0	4,9	
218350 / 242910	2295 m	2067	177	155	19	-0,14	4,5	4,9	
218370 / 242940	2305 m	1569	147	113	22	-0,13	2,3	5,7	
218350 / 242970	2320 m	1943	164	140	22	-0,18	3,5	5,7	
218320 / 242975	2335 m	1990	196	134	21	0,03	3,3	5,4	
218310 / 243000	2235 m	2108	195	141	20	0,01	3,7	5,2	
218300 / 243025	2345 m	1601	136	110	22	-0,17	2,2	5,7	
218290 / 243050	2360 m	1814	163	123	17	-0,03	3,3	4,4	

### Seefelder Schichten

Aufschluss direkt hinter der Nördlinger Hütte

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
218340 / 242750	2239 m	5303	641	279	36	1,38	7,8	9,3	Mergel
218340 / 242750	2239 m	3093	387	169	28	0,74	4,0	7,3	Mergel
218340 / 242750	2239 m	2849	295	172	20	0,37	5,1	5,2	etwas massiger als daneben
218340 / 242750	2239 m	2958	319	157	22	0,54	4,2	5,7	Mergel
218340 / 242750	2239 m	3352	396	240	13	0,64	8,8	3,4	Mergel
218340 / 242750	2239 m	4085	499	217	33	1,01	5,5	8,5	Mergel
218340 / 242750	2239 m	3455	378	243	30	0,29	7,0	7,8	Mergel

### Seefelder Schichten

Profile S der Nördlinger Hütte

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
218370 / 242725	2245 m	3863	494	198	35	1,05	4,5	9,1	
218351 / 242700	2245 m	1631	156	105	23	-0,06	1,9	6,0	
218330 / 242675	2240 m	1353	105	92	11	-0,08	2,7	2,8	
218315 / 242650	2235 m	1225	94	79	26	-0,29	0,4	6,7	
218295 / 242625	2225 m	3978	578	154	45	1,56	1,5	11,7	feinblättriger dunkler Mergel
218275 / 242600	2215 m	1642	146	110	18	-0,06	2,7	4,7	
218255 / 242575	2205 m	4458	587	202	29	1,59	5,3	7,5	Mergellage
218255 / 242575	2205 m	2348	301	143	16	0,60	4,3	4,1	Dolomitlage
218220 / 242625	2190 m	2810	391	135	28	0,93	2,6	7,3	
218170 / 242640	2175 m	1721	184	103	23	0,10	1,8	6,0	
218230 / 242550	2295 m	1875	166	113	11	0,13	3,6	2,8	
218200 / 242525	2185 m	1758	137	120	11	-0,06	3,9	2,8	
218170 / 242500	2170 m	3005	376	164	29	0,70	3,7	7,5	Wechsellagerung in dm-Bereich
218140 / 242475	2155 m	2019	169	124	22	-0,07	2,8	5,7	
218115 / 242450	2140 m	2164	202	118	15	0,23	3,3	3,9	
218085 / 242425	2125 m	1838	182	106	26	0,03	1,6	6,7	
218060 / 242400	2115 m	2020	173	134	22	-0,10	3,2	5,7	
218030 / 242375	2105 m	2041	169	140	18	-0,10	3,9	4,7	mergeliger Dolomit
218000 / 242350	2100 m	2064	184	124	23	-0,01	2,7	6,0	mergeliger Dolomit
218004 / 242325	2090 m	2084	186	163	13	-0,05	5,5	3,4	
218006 / 242300	2080 m	2617	261	185	29	-0,01	4,6	7,5	Almboden

### Mittlerer Hauptdolomit (höherer Anteil)

Profil Nördlinger Hütte - Schartlehner Haus - SE Auland

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
218070 / 242270	2070 m	3026	289	189	25	0,18	5,2	6,5	
218080 / 242250	2065 m	1759	156	143	15	-0,13	4,4	3,9	

## Fortsetzung Tabelle 1

218060 / 242220	2050 m	2004	202	125	13	0,22	3,9	3,4	
218050 / 242190	2040 m	2079	171	144	18	-0,11	4,1	4,7	
218030 / 242160	2030 m	2101	199	145	14	0,09	4,6	3,6	
218010 / 242125	2020 m	2130	198	143	24	-0,05	3,4	6,2	
218000 / 242090	2010 m	2109	159	145	25	-0,27	3,3	6,5	
217980 / 242060	1985 m	2438	249	174	27	0,02	4,4	7,0	
217960 / 241990	1975 m	2055	157	138	19	-0,16	3,7	4,9	
217920 / 242010	1960 m	1997	162	118	14	0,04	3,4	3,6	
217900 / 242030	1940 m	1946	158	147	14	-0,13	4,7	3,6	
217875 / 242000	1920 m	2432	236	163	16	0,16	5,1	4,1	
217890 / 241975	1900 m	2882	284	191	27	0,11	5,1	7,0	
217900 / 241950	1885 m	2369	195	140	17	0,05	4,0	4,4	
217900 / 241925	1875 m	2250	211	143	16	0,14	4,3	4,1	
217870 / 421870	1860 m	2326	226	135	17	0,24	3,8	4,4	
217500 / 241625	1865 m	2199	189	151	16	-0,02	4,6	4,1	
217460 / 241580	1875 m	1846	144	118	13	-0,04	3,6	3,4	
217420 / 241560	1865 m	1980	184	152	18	-0,08	4,4	4,7	
217350 / 241530	1850 m	2267	206	156	11	0,12	5,4	2,8	
217190 / 241550	1820 m	1957	152	124	17	-0,09	3,4	4,4	
217150 / 241540	1800 m	2444	187	149	16	-0,02	4,5	4,1	
217110 / 241530	1780 m	2420	235	140	15	0,29	4,3	3,9	
217070 / 241515	1760 m	2389	212	138	\	?	?	?	Waldboden
217030 / 241505	1740 m	2414	242	171	23	0,05	4,7	6,0	Waldboden mit Dolomitschutt
217030 / 241505	1740 m	1876	180	120	14	0,12	3,5	3,6	
216990 / 241495	1720 m	1652	149	95	8	0,17	3,2	2,1	
216950 / 241480	1700 m	2237	207	122	15	0,24	3,5	3,9	
216910 / 241470	1680 m	2637	223	158	27	-0,04	3,7	7,0	
216870 / 241460	1660 m	2797	277	178	40	-0,05	3,0	10,4	Waldboden mit Dolomitschutt
216830 / 241445	1640 m	2074	205	125	13	0,24	3,9	3,4	
216790 / 241435	1620 m	2103	179	138	17	-0,02	4,0	4,4	
216750 / 241425	1600 m	2090	167	140	11	0,00	4,7	2,8	Dolomitschutt
216710 / 241415	1580 m	2217	193	132	20	0,04	3,4	5,2	Dolomitschutt
216670 / 241400	1560 m	2135	175	141	19	-0,08	3,9	4,9	Waldboden mit Dolomitschutt
216630 / 241390	1540 m	2831	283	153	29	0,27	3,2	7,5	Waldboden mit Dolomitschutt
216590 / 241380	1520 m	1501	129	90	8	0,10	2,9	2,1	
216550 / 241365	1500 m	2166	194	127	22	0,04	2,9	5,7	
216505 / 241355	1480 m	2361	230	147	24	0,10	3,5	6,2	Waldboden
216465 / 241345	1460 m	1915	173	112	19	0,05	2,6	4,9	Waldboden
216425 / 241330	1440 m	2471	275	145	22	0,37	3,7	5,7	
216385 / 241320	1420 m	2034	190	117	19	0,12	2,8	4,9	
216345 / 241310	1400 m	2064	172	132	21	-0,08	3,2	5,4	
216305 / 241300	1380 m	2396	241	161	20	0,14	4,6	5,2	
216265 / 241285	1360 m	2291	222	144	12	0,25	4,8	3,1	
216225 / 241275	1340 m	2744	258	188	17	0,14	6,1	4,4	

### mittlerer Hauptdolomit (tieferer Anteil)

Profile an Forststraßen NE, E und SE Reith bei Seefeld

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
216330 / 240625	1250 m	2495	244	158	22	0,14	4,2	5,7	
216350 / 240625	1255 m	2126	188	178	8	-0,05	6,7	2,1	
216380 / 240630	1260 m	2619	283	191	13	0,31	6,7	3,4	
216405 / 240635	1260 m	2430	229	181	6	0,18	7,1	1,6	
216430 / 240640	1265 m	2220	184	152	6	0,09	5,8	1,6	
216455 / 240645	1270 m	2569	224	197	15	-0,06	6,7	3,9	
216480 / 240655	1270 m	2811	264	189	9	0,28	7,1	2,3	
216505 / 240660	1275 m	2742	249	195	16	0,07	6,5	4,1	
216530 / 240665	1280 m	2567	212	166	8	0,14	6,2	2,1	

## Fortsetzung Tabelle 1

216555 / 240670	1280 m	2577	226	174	18	0,03	5,4	4,7	
216580 / 240675	1285 m	3091	286	223	9	0,22	8,5	2,3	
216585 / 249600	1280 m	2762	261	189	17	0,15	6,1	4,4	
216595 / 240375	1270 m	2597	245	166	12	0,25	5,7	3,1	
216600 / 240350	1265 m	3021	251	215	13	0,02	7,7	3,4	
216610 / 240325	1260 m	2918	288	198	13	0,30	7,0	3,4	
216645 / 240230	1245 m	3958	391	267	12	0,50	10,1	3,1	
216765 / 240075	1240 m	3612	312	247	20	0,07	8,3	5,2	Waldboden mit Dolomit- und Moränenschutt
216820 / 240050	1250 m	3316	292	239	17	0,05	8,3	4,4	
216880 / 240000	1260 m	3901	374	282	27	0,12	9,0	7,0	
217000 / 239970	1270 m	3124	257	234	17	-0,10	8,1	4,4	
217100 / 239930	1280 m	3682	359	285	13	0,22	10,7	3,4	
217200 / 239920	1295 m	3695	346	285	17	0,10	10,2	4,4	
217130 / 239950	1300 m	3140	295	241	12	0,13	8,9	3,1	
217110 / 239975	1305 m	2864	247	205	13	0,05	7,3	3,4	
217090 / 240000	1310 m	2929	295	200	20	0,22	6,3	5,2	
217070 / 240020	1315 m	2967	276	198	18	0,16	6,4	4,7	
217055 / 240045	1320 m	3021	285	226	12	0,16	8,3	3,1	
217050 / 240060	1325 m	2677	261	191	14	0,18	6,6	3,6	
217020 / 240090	1330 m	3555	304	251	12	0,13	9,4	3,1	
216000 / 240110	1335 m	2623	237	216	9	0,00	8,2	2,3	
216980 / 240130	1340 m	3859	365	264	16	0,32	9,5	4,1	Dolomitschutt
216960 / 240175	1345 m	3243	281	218	20	0,06	7,0	5,2	
216935 / 240220	1350 m	2634	255	172	13	0,26	5,9	3,4	
216915 / 240260	1355 m	3463	320	227	16	0,27	7,9	4,1	
216890 / 240305	1360 m	3155	302	233	10	0,24	8,8	2,6	
216870 / 240350	1365 m	3309	279	225	6	0,22	8,9	1,6	
216845 / 240395	1370 m	2765	265	180	13	0,27	6,2	3,4	
216825 / 240435	1375 m	2449	216	157	21	0,02	4,3	5,4	
216800 / 240480	1380 m	2707	239	174	7	0,25	6,6	1,8	
216800 / 240520	1385 m	3005	273	194	18	0,17	6,2	4,7	
216800 / 240540	1390 m	2216	199	157	10	0,09	5,6	2,6	
216800 / 240560	1395 m	2632	239	182	15	0,10	6,1	3,9	
216725 / 240050	1225 m	2812	246	202	18	-0,01	6,6	4,7	stark aufgelockerter Dolomit
216750 / 240000	1220 m	2584	242	177	13	0,17	6,1	3,4	stark aufgelockerter Dolomit
216820 / 239925	1205 m	3478	292	232	6	0,25	9,2	1,6	
216860 / 239900	1200 m	3453	297	250	14	0,07	9,1	3,6	
216900 / 239865	1200 m	3197	280	217	7	0,25	8,5	1,8	dunkler Dolomit mit dünnen Mergellagen
216860 / 239855	1195 m	3519	333	262	16	0,16	9,4	4,1	dunkler Dolomit mit dünnen Mergellagen
216845 / 239860	1190 m	3463	348	234	8	0,50	9,1	2,1	dunkler Dolomit mit dünnen Mergellagen

### unterster Anteil vom mittlerem Hauptdolomit

Profile an Forststraße von Reith bei Seefeld zum Bhf. Leithen

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
216625 / 239710	1085 m	3328	309	227	22	0,13	7,2	5,7	
216615 / 239720	1085 m	3506	310	283	14	-0,03	10,5	3,6	
216470 / 239810	1090 m	2662	240	177	22	0,03	5,1	5,7	
216450 / 239815	1090 m	3164	285	222	12	0,18	8,1	3,1	
216430 / 239820	1090 m	3381	329	235	18	0,25	8,0	4,7	
216480 / 239940	1140 m	2998	318	205	14	0,40	7,2	3,6	
216510 / 239925	1145 m	3234	283	230	13	0,11	8,4	3,4	
216530 / 239920	1150 m	2813	229	174	19	0,03	5,3	4,9	
216670 / 239910	1170 m	4727	433	327	12	0,41	12,6	3,1	
216690 / 239900	1175 m	3760	361	270	20	0,21	9,3	5,2	

## Fortsetzung Tabelle 1

<b>Unterer Hauptdolomit</b>									
Hochzirl, Weg in Schloßbachklamm, Leithen									
218545 / 239640	1000 m	3079	259	214	16	0,02	7,3	4,1	Waldboden
218550 / 239560	1000 m	2577	231	162	20	0,09	4,6	5,2	Waldboden
218555 / 239575	1000 m	2596	241	178	24	0,00	4,9	6,2	Waldboden
218560 / 239590	1000 m	2984	332	173	18	0,58	5,3	4,7	Waldboden
218575 / 239650	1000 m	2018	190	127	14	0,14	3,8	3,6	
218590 / 230675	1000 m	2746	270	152	19	0,35	4,3	4,9	Waldboden
218590 / 230700	1000 m	2643	297	157	30	0,31	3,3	7,8	Waldboden
218575 / 230725	1000 m	3727	466	185	30	1,04	4,5	7,8	Waldboden
218560 / 239730	990 m	3398	397	190	30	0,66	4,7	7,8	Waldboden
218560 / 239750	980 m	2149	181	147	11	0,03	5,0	2,8	Waldboden
218570 / 239760	970 m	2302	196	143	16	0,06	4,3	4,1	
218570 / 239775	960 m	2864	243	201	18	-0,02	6,5	4,7	Waldboden
218550 / 239820	950 m	3716	336	259	13	0,24	9,6	3,4	
218540 / 239840	935 m	3406	328	224	17	0,32	7,6	4,4	
218500 / 239820	930 m	2427	201	169	12	0,01	5,9	3,1	
218480 / 239790	925 m	2854	277	194	9	0,32	7,3	2,3	
218450 / 239920	945 m	2716	255	190	19	0,08	6,0	4,9	Waldboden
218360 / 239840	965 m	3824	332	282	9	0,16	11,0	2,3	
218350 / 239825	980 m	3467	392	198	24	0,68	5,7	6,2	
218340 / 239800	985 m	3032	260	214	9	0,13	8,1	2,3	Waldboden
218320 / 239790	990 m	3764	326	264	5	0,28	10,7	1,3	Waldboden
218300 / 239760	1000 m	3812	326	286	13	0,05	10,7	3,4	
218280 / 239725	1010 m	4019	516	184	33	1,26	4,1	8,5	Waldboden mit Dolomit- und Moränenschutt
218250 / 239760	1025 m	2499	209	182	12	-0,01	6,4	3,1	überwiegend Dolomitschutt
218140 / 239650	1055 m	2332	225	166	10	0,18	6,0	2,6	
217830 / 239320	1040 m	2929	280	192	20	0,19	5,9	5,2	
217300 / 239550	1070 m	3178	309	198	13	0,41	7,0	3,4	
217270 / 239555	1070 m	3575	335	239	24	0,17	7,5	6,2	
217240 / 239555	1070 m	2616	225	176	16	0,04	5,7	4,1	
216990 / 239580	1080 m	3398	292	269	13	-0,04	10,0	3,4	
216960 / 239590	1080 m	2911	259	197	8	0,23	7,5	2,1	
216940 / 239615	1080 m	3142	293	220	13	0,21	7,9	3,4	
216940 / 239615	1080 m	3227	300	223	17	0,18	7,6	4,4	
216900 / 239625	1080 m	3561	370	226	24	0,42	6,9	6,2	Waldboden mit Dolomitschutt
216875 / 239630	1080 m	3019	277	235	11	0,08	8,8	2,8	

## Mittlerer Hauptdolomit

Profile an Wanderwegen und Forststraßen NE Seefeld

215300 / 244400	1250 m	2188	193	151	12	0,06	5,1	3,1	
215300 / 244450		2272	204	166	12	0,04	5,7	3,1	
215400 / 244890		2421	218	170	18	0,01	5,2	4,7	
215410 / 244900		2276	214	147	14	0,16	4,7	3,6	
216760 / 245925	1140 m	2522	193	192	12	-0,15	6,8	3,1	
216765 / 245950		2335	201	179	4	0,07	7,2	1,0	
neue Forststraße auf topographischer Karte nicht eingezzeichnet		1926	156	109	10	0,11	3,5	2,6	
		2248	194	134	13	0,14	4,2	3,4	
		2114	172	146	8	0,03	5,3	2,1	
		1993	183	130	14	0,09	4,0	3,6	
		2021	196	145	6	0,19	5,5	1,6	
		1810	160	120	13	0,03	3,6	3,4	feinkristalliner Dolomit (?)
		1667	128	101	11	-0,01	3,1	2,8	Dolomitschutt, z.T. Moränenmaterial
		1818	141	114	14	-0,05	3,3	3,6	Dolomitschutt, z.T. Moränenmaterial
		1539	123	103	14	-0,09	2,8	3,6	
		1579	123	116	10	-0,10	3,8	2,6	feinkristalliner Dolomit (?)
		1707	137	100	19	-0,07	2,1	4,9	

Das Ziel der Messungen war, ein möglichst zusammenhängendes durchgehendes Profil durch die gesamte Schichtfolge des Hauptdolomites zu erfassen. Es wurden dazu die Messpunkte aus verschiedenen Profilabschnitten, unter der Annahme von Durchschnittswerten für Streichrichtung und Einfallswinkel der Schichten, mittels einfacher geometrischer Konstruktionen in ein einziges zusammenhängendes Profil kompiliert. Dieses ist für die einzelnen Elemente (K, U, Th) in den Abb. 3, 4, und 5 dargestellt. Dabei wurde darauf geachtet, dass die tatsächlichen Mächtigkeitsverhältnisse im Profil wiedergespiegelt werden. Der freigelassene Bereich im Mittleren Hauptdolomit entspricht dem zufolge dem nicht gemessenen Abschnitt des Mittleren Hauptdolomit (vergleiche Abb. 1 und Abb. 2).

Die Mittelwerte, Maximal- und Minimalwerte für die einzelnen Profilabschnitte sind in Tab. 2 zusammengefasst. Es sei nochmals darauf hingewiesen, dass es sich dabei aufgrund der ungenügenden Kalibrierung des Messgerätes nur um vorläufige Richtwerte handelt.

Tabelle 2 : Gammastrahlenspektrometrie, Mittelwerte, Maximal- und Minimalwerte

Kalium	Oberer HD	Seefelder Sch	oberer Mittlerer HD	unterer Mittlerer HD	unterster Mittlerer HD	Unterer HD
Maximalwert	0,12	1,59	0,37	0,5	0,41	1,26
<b>Mittelwert</b>	<b>0,07</b>	<b>0,23</b>	<b>0,1</b>	<b>0,16</b>	<b>0,17</b>	<b>0,25</b>
Minimalwert	-0,32	-0,29	-0,08	-0,1	-0,03	-0,04

Uran	Oberer HD	Seefelder Sch	oberer Mittlerer HD	unterer Mittlerer HD	unterster Mittlerer HD	Unterer HD
Maximalwert	5,9	8,8	6,1	10,7	12,6	11
<b>Mittelwert</b>	<b>3,5</b>	<b>3,5</b>	<b>3,7</b>	<b>7,4</b>	<b>8,2</b>	<b>6,7</b>
Minimalwert	1,3	0,4	2,6	4,2	5,1	3,3

Thorium	Oberer HD	Seefelder Sch	oberer Mittlerer HD	unterer Mittlerer HD	unterster Mittlerer HD	Unterer HD
Maximalwert	8	11,7	10,4	7	5,7	8,5
<b>Mittelwert</b>	<b>5,1</b>	<b>5,9</b>	<b>4,9</b>	<b>3,5</b>	<b>4,3</b>	<b>4,4</b>
Minimalwert	3,1	2,8	2,1	1,6	3,1	1,3

Für das Kalium (Abb. 3) zeigen sich durch die gesamte Schichtfolge grundsätzlich recht konstante Werte, nur in jenen Abschnitten, in denen stärker bituminöse Dolomite auftreten, im Unteren Hauptdolomit und in den Seefelder Schichten, finden sich z.T. deutlich erhöhte Kaliumgehalte. Der grundsätzliche Trend zeigt eine durchschnittliche geringfügige (etwa um 0,5 % K) Abnahme der Kaliumgehalte gegen oben in der Schichtfolge, was auch gut mit der Beobachtung übereinstimmt, dass der Hauptdolomit gegen das stratigraphisch Hangende durchschnittlich heller wird

Ein völlig anderes Verhalten zeigt das Uran (Abb. 4). Nach einem leichten Anstieg im Unteren Hauptdolomit folgt ein breites Maximum im unteren Abschnitt des Mittleren Hauptdolomites ( $> 8$  ppm U). Im oberen Anteil des Mittleren Hauptdolomit sind die Urangehalte bereits deutlich geringer ( $< 4$  ppm U). Für den Übergangsbereich liegen zwar keine Messungen vor, es können aber die Werte für diesen Bereich sehr

plausibel interpoliert werden. Gegen die hangendsten Abschnitte erfolgt eine sehr geringe Abnahme des Urangehaltes, mit den zu erwartenden Ausreißern in den Seefelder Schichten.

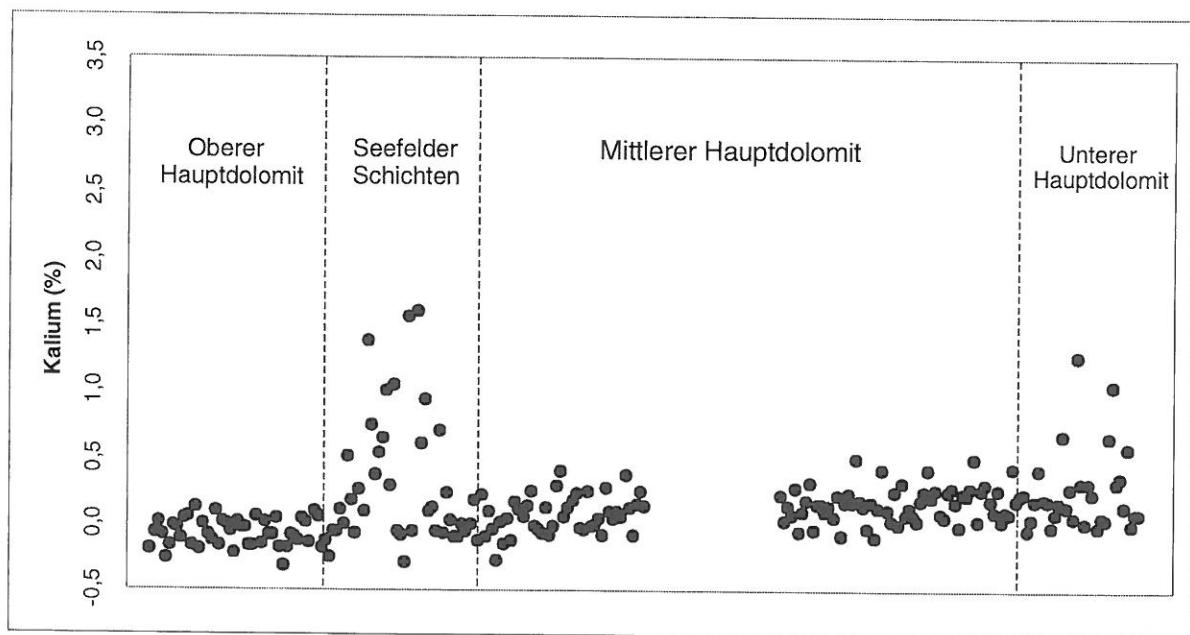


Abb. 3 : zusammengefasste Verteilung der Kaliumgehalte innerhalb der Schichtfolge des Hauptdolomits. Die Lage der Messprofile ist aus den Abb. 1 und 2 ersichtlich.

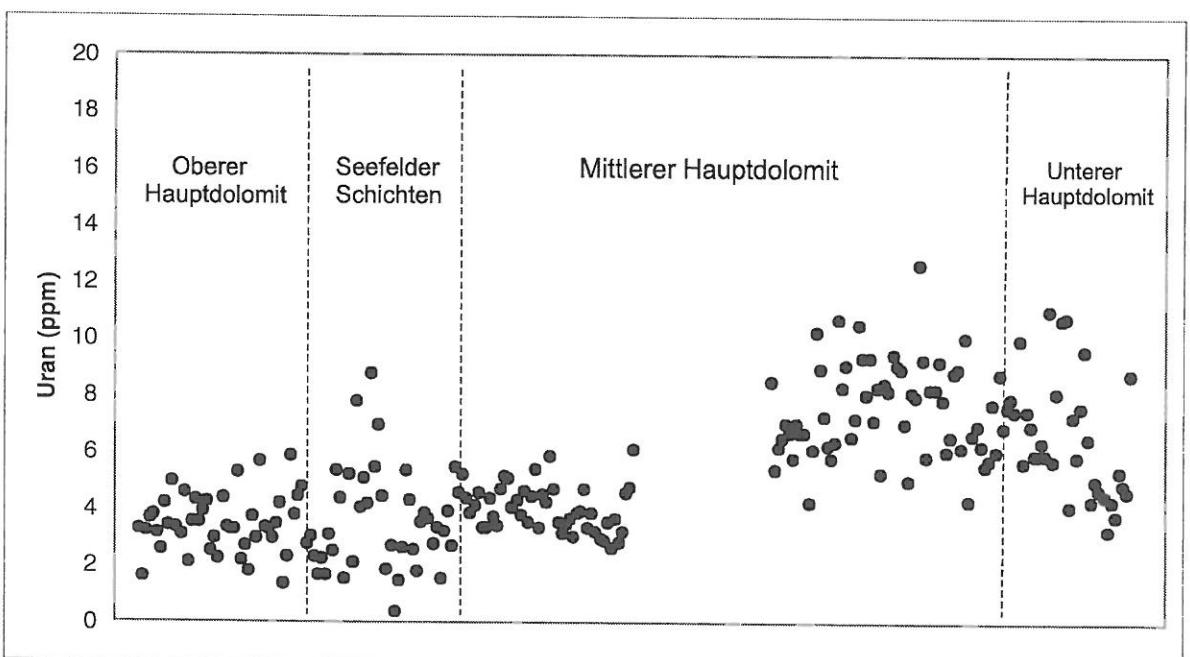


Abb. 4 : zusammengefasste Verteilung der Urangehalte innerhalb der Schichtfolge des Hauptdolomits. (Die Lage der Messprofile ist aus den Abb. 1 und 2 ersichtlich).

Das Thorium (Abb. 5) zeigt ein gänzlich anderes Verteilungsmuster, nämlich einen mehr oder weniger stetigen Anstieg vom Unteren Hauptdolomit gegen das Hangende um etwa 2 ppm über die gesamte Schichtfolge. Auch sind die deutlich vom allgemeinen Trend abweichenden Werte nicht nur auf die stark bituminösen Abschnitte beschränkt.

Irgendwelche Aussagen bezüglich der Absolutwerte der Elementgehalte können aufgrund der fehlenden exakten Kalibrierung des Messgerätes (siehe Abschnitt 2.2.) derzeit noch nicht gemacht werden.

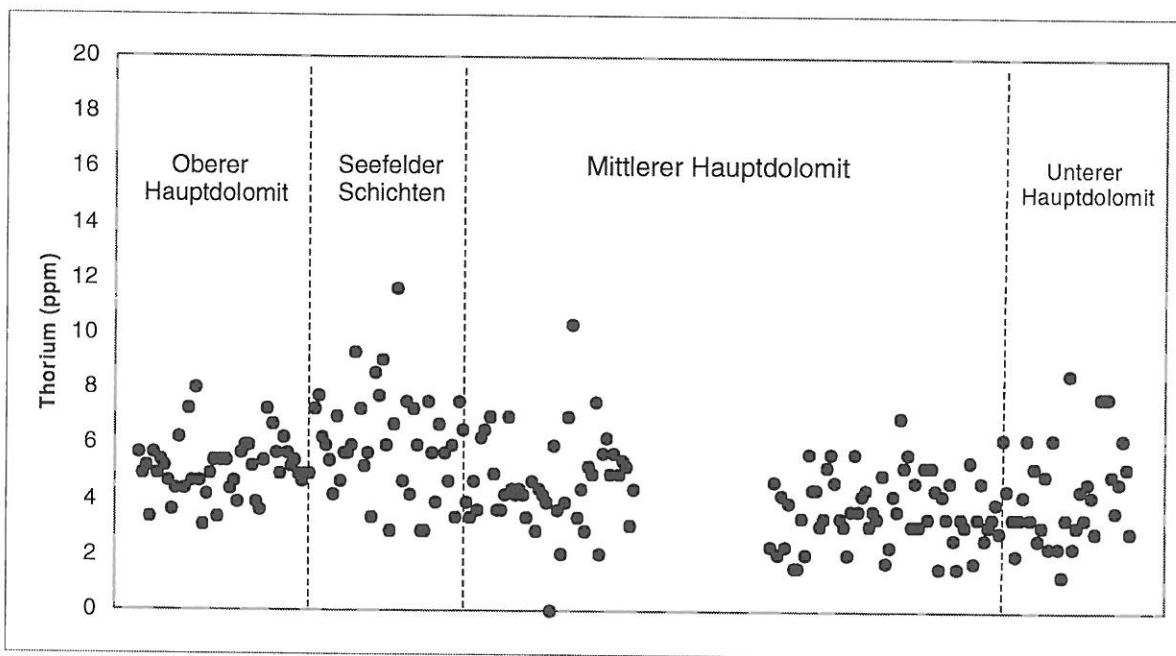


Abb. 5 : zusammengefasste Verteilung der Thoriumgehalte innerhalb der Schichtfolge des Hauptdolomits. (Die Lage der Messprofile ist aus den Abb. 1 und 2 ersichtlich).

Nähere Hinweise zum Verhalten der einzelnen Elemente innerhalb der verschiedenen Profilabschnitte geben die Korrelationsdiagramme K/U, K/Th und Th/U (Abb. 6, 7 und 8).

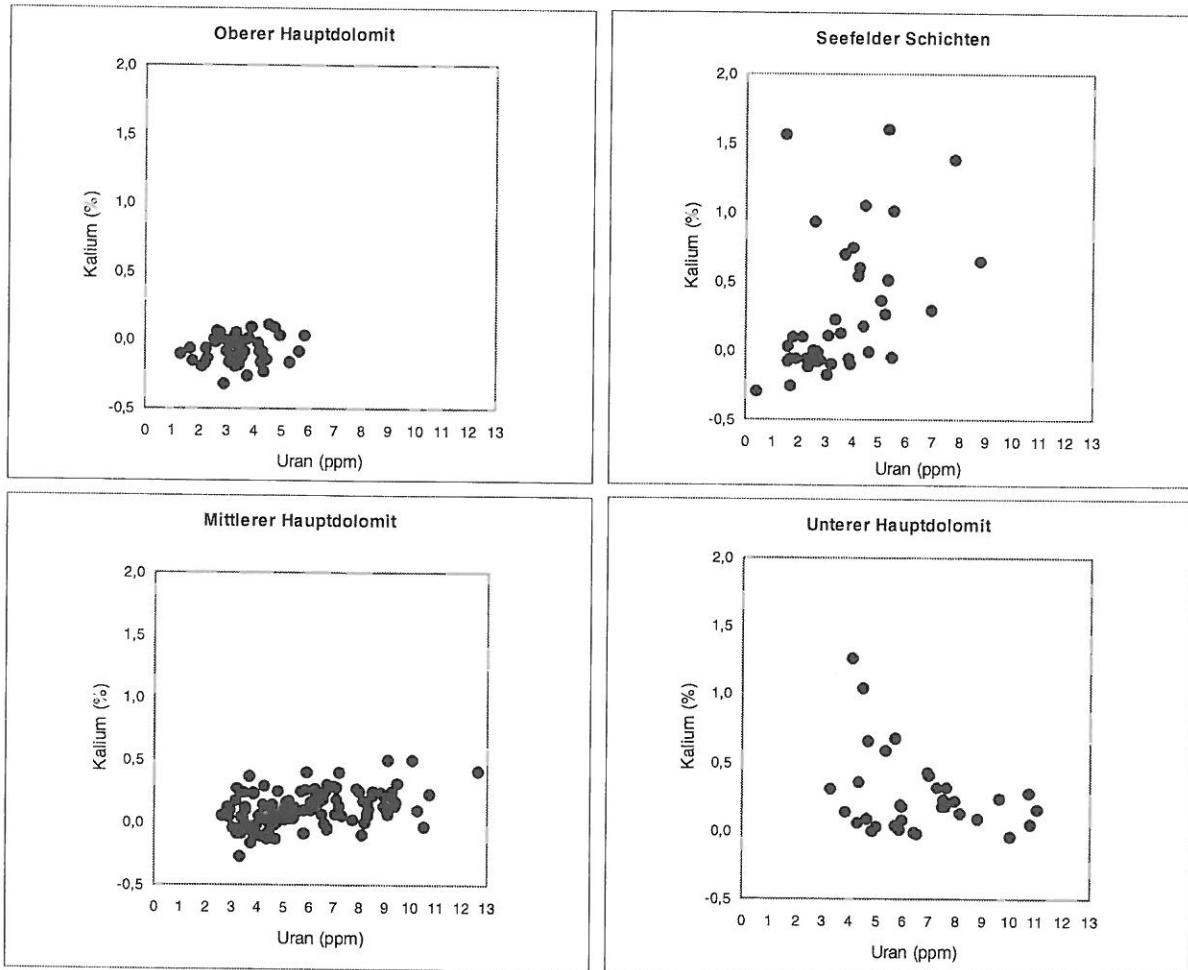


Abb. 6 : Kalium/Uran-Verhältnisse in verschiedenen stratigraphischen Niveaus des Hauptdolomits im Bereich von Seefeld/Tirol.

Die Kalium/Uran Verhältnisse (Abb. 6) spiegeln die deutliche Abnahme der U-Gehalte bei gleichzeitig geringfügiger Abnahme der K-Gehalte gegen oben in der Schichtfolge wider. In den bituminöseren Anteilen des Unteren Hauptdolomites und der Seefelder Schichten führen die z.T. deutlich erhöhten K-Gehalte zu einer Auflösung dieses Trends zu reinen Punktwolken.

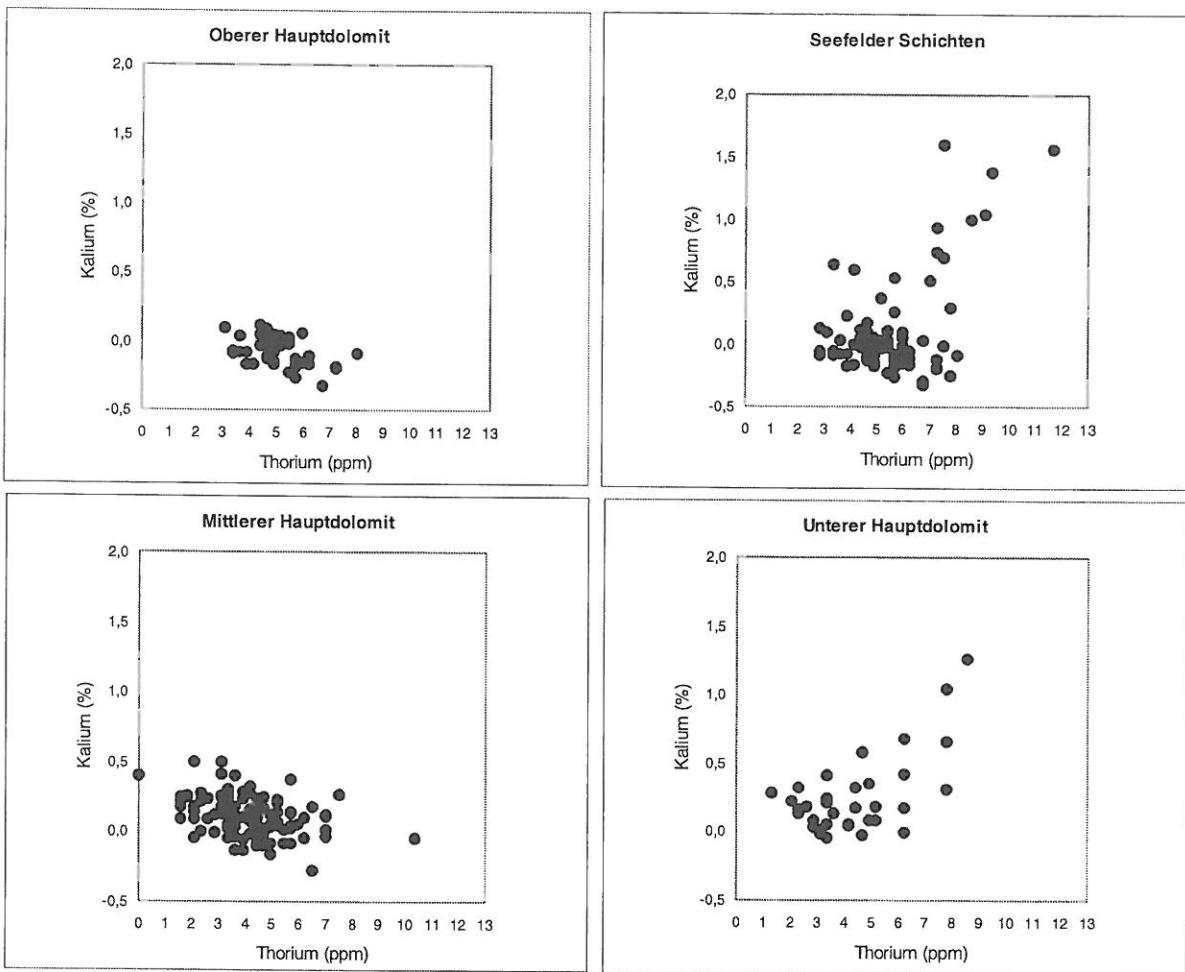


Abb. 7 : Kalium/Thorium-Verhältnisse in verschiedenen stratigraphischen Niveaus des Hauptdolomits im Bereich von Seefeld/Tirol.

Eine etwas komplexere Interpretation scheint bei den Kalium/Thorium Verhältnissen (Abb. 7) möglich. Als Grundtrend tritt eine leicht negative Korrelation zwischen K und Th im gesamten Schichtstapel auf. In den stärker bituminösen Abschnitten (Unterer Hauptdolomit und Seefelder Schichten) wird dieser überlagert von einem zweiten Trend mit positiver Korrelation, der fast im rechten Winkel dazu verläuft. Im Diagramm des Untereren Hauptdolomites entsteht dadurch praktisch eine Punktewolke, eine Interpretation im obigen Sinn ist nur durch Zusammenschau mit den anderen Diagrammen möglich.

Sowohl Thorium, wie auch Kalium sind auf den detritischen Eintrag in die Karbonate zu beziehen. Die K/Th-Diagramme könnten somit so interpretiert werden, dass sich in den bituminösen Abschnitten des Hauptdolomites nicht nur die Menge, sondern auch die Zusammensetzung des siliziklastischen Detritus geändert hat.

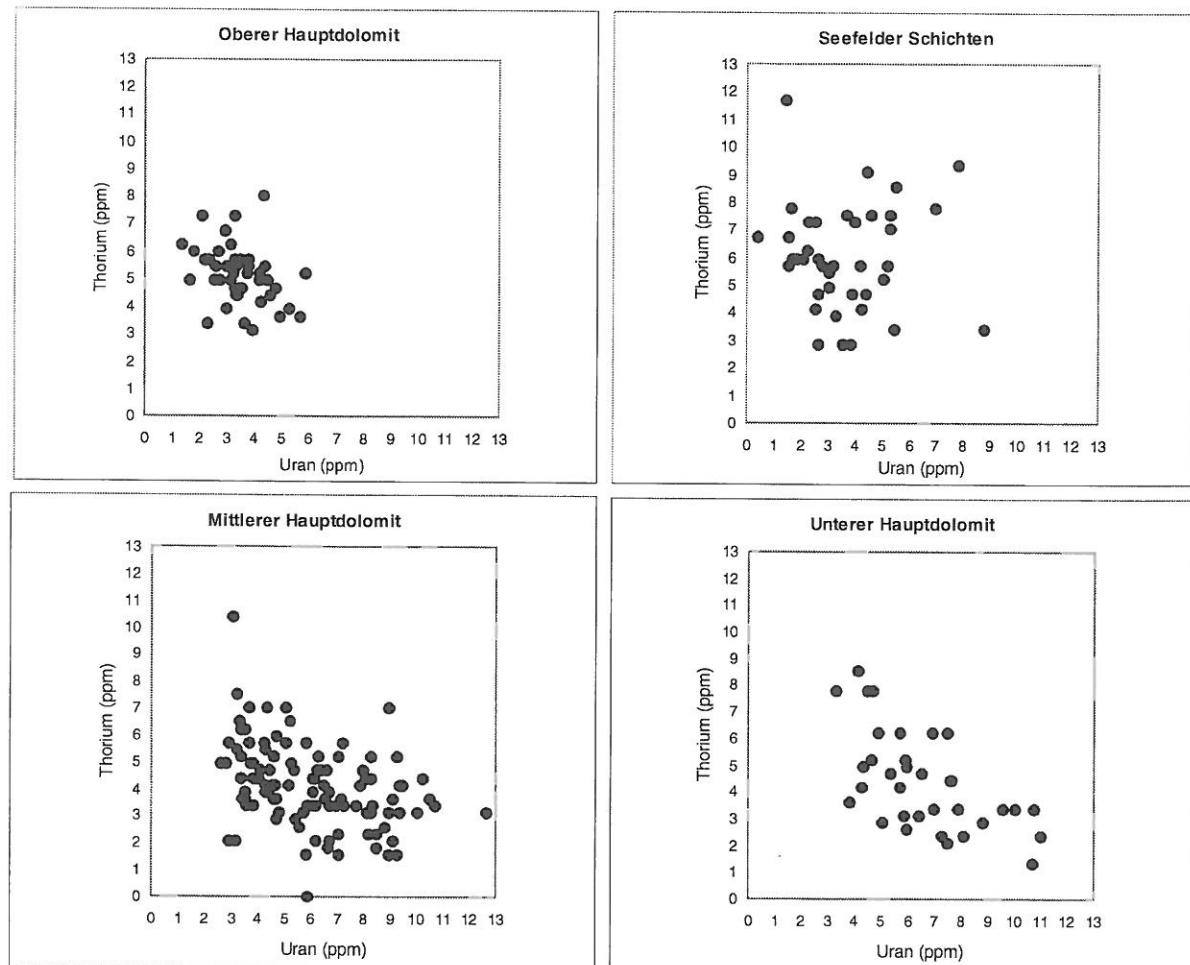


Abb. 8 : Thorium/Uran-Verhältnisse in verschiedenen stratigraphischen Niveaus des Hauptdolomits im Bereich von Seefeld/Tirol.

Die Thorium/Uran Diagramme (Abb.8) zeigen nur relativ unscharfe Verteilungsmuster. Dennoch ist in den unteren Abschnitten der Schichtfolge (Unterer und Mittlerer Hauptdolomit) eine negative Korrelation zwischen Th und U zu erkennen. In den Seefelder Schichten und auch im Oberen Hauptdolomit ergeben sich hingegen Punktwolken ohne erkennbare Trends.

Die negative Korrelation zwischen Th und U zeigt, dass es kaum möglich ist, beide Elemente auf eine einzige detritische Fraktion zu beziehen. Eine Interpretationsmöglichkeit wäre, dass es sich beim detritischen Eintrag um eine Mischung von unterschiedlich zusammengesetzten siliziklastischen Fraktionen handeln könnte. Diese müssten aber in unterschiedlichen Mischungsverhältnissen eingebracht werden, um eine negative Korrelation erzeugen zu können. Das setzt eine starke morphologische Energie im Hinterland voraus. Ob sich eine solche aber bis in den extrem distalen Ablagerungsbereich einer Lagune auf einer Karbonatplattform durchpausen kann, erscheint zumindest fragwürdig. Hier wäre wohl eher eine mehrfache Umlagerung und somit auch Durchmischung von angeliefertem Sedimentmaterial zu erwarten.

Eine andere Interpretationsmöglichkeit wäre, dass zu einem detritischen Eintrag von Th und U im Unteren und Mittleren Hauptdolomit noch zusätzlicher ein Eintrag von Uran in gelöster Form kommt.

## 2.4. Messgebiet Steinplatte (Waidring/Tirol)

Die Faziesentwicklung der obertriadischen Kalke im Gebiet der Steinplatte bei Waidring wurde als Modell für die Ausbildung eines Riffes am Übergang einer Plattform in ein Becken betrachtet (PILLER, 1981, LOBITZER 1980).

Es sind die Faziesübergänge von der Karbonatplattform über Ablagerungen des Abhangs bis zur Tiefwasserfazies des Beckens relativ ungestört erhalten. (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1991)

Neuere faziell-sedimentologische Untersuchungen zeigen, dass es sich bei den Oberräthkalken nicht um ein echtes Riff handelt, sondern um eine Mound-Fazies, die im Zuge ihrer Entwicklung einen zunehmend steiler werdenden Hang zwischen Becken- und Plattformentwicklung ausbildet (STANTON & FLÜGEL 1989). Diese Änderung in der sedimentologischen Interpretation ist für die hier durchgeführten Untersuchungen allerdings nicht von Bedeutung.

### 2.4.1. Geologischer Überblick

Der Überblick über die Schichtfolge der Obertrias im Gebiet von Waidring, zwischen Kaisergebirge und Leonganger Steinbergen, folgt weitgehend der sehr übersichtlichen Kompilierung durch W. PAVLIK (in: SCHERMANN et al., 1992).

Geologische Übersichtskarten liegen im Maßstab 1 : 75 000 von AMPFERER & KERNER-MARILAUN (1927) und 1 : 100 000 von GANNS (1975) vor.

- Nordalpine Raibler Schichten (Karn)

Diese bilden die direkte Unterlage des Hauptdolomits, sie treten hier im Wesentlichen in zwei langgestreckten Ost-West streichenden Zonen auf.

Sie umfassen ein lithologisches Spektrum von bräunliche bis gelbliche Mergeln, Schiefertonen, Sandsteinen, Kalken, Dolomiten und Kieselserien, öfters ist eine Wechsellagerung von Schieferton- und Karbonatserien ausgebildet. Ihre Mächtigkeit reicht von einigen Zehnermetern bis hin zu einigen hundert Metern.

Es handelt sich um Flachwassersedimente, die in einem Ablagerungsmilieu mit hoher Salinität gebildet wurden. Pflanzenhäksel findet sich öfters, stellenweise treten auch Kohleflözchen auf. Die Karbonatserien sind meist stärker evaporitisch beeinflusst, insbesonders im hangenden Anteil der Schichtfolge.

- Hauptdolomit (Nor)

Der Hauptdolomit ist einer der häufigsten Gesteinstypen in diesem Raum. Er bildet hier meist flachere Hänge und nur selten Felswände. Es handelt sich um hell- bis dunkelgrauen, meist kleinstückig zerbrechenden Dolomit, der zumeist im dm-Bereich gut gebankt ist, in den liegenden Anteilen können auch mächtigere Bänke bis massive Partien auftreten. Vielfach ist er fein laminiert, Millimeterrhythmite mit Kalzithohlräumen weisen auf Algenrasen hin. In den hangenden Anteilen sind bituminöse Abschnitte, die Äquivalente der Seefelder Schichten darstellen, keine Seltenheit. Diese wurden im Kaisergebirge zur Ölgewinnung abgebaut. Im Hangenden der Hauptdolomitabfolge tritt eine markante kalkige Bank auf, die als Leithorizont verwendet werden kann.

Als Ablagerungsraum des Hauptdolomites wird eine riffferne Lagune mit hypersalinem Charakter angenommen.

Die Mächtigkeit beträgt einige hundert Meter. Der Hauptdolomit bildet die Basis des Stockes der Steinplatte im Norden, Westen und Süden.

- Plattenkalk (oberes Nor, eventuell bis Rhät)

Es handelt sich um mittel- bis dunkelgraue, vielfach bläulichgraue gastropoden- und megalodontenreiche Kalke, Kalkmergel und Dolomite. Sie sind dünnbankig bis plattig im cm- bis dm-Bereich, meist ebenflächig und nur selten wellig schichtig ausgebildet. Algenstromatolithlagen weisen auf einen Ablagerungsraum in einem flachen Randmeer bis zur Gezeitenzone hin.

Die Mächtigkeit ist sehr unterschiedlich und kann bis zu mehreren hundert Metern betragen. Rund um den Stock der Steinplatte sind Plattenkalke im Norden, Westen und Süden, meist in größerer Mächtigkeit, aufgeschlossen.

- Dachsteinkalk (Nor, eventuell bis Rhät ?)

Beim Dachsteinkalk sind gebankte und massive Typen zu unterscheiden. Die gebankten Dachsteinkalke sind im dm- bis m-Bereich geschichtete, hellgraue bis weiße lagunäre Kalke (Backriff) eines flachen Randmeeres. Die Bankfolgen selbst lassen eine zyklische Sedimentation erkennen (Lofer-Zyklothem): über einer Diskontinuitätsfläche folgt ein Aufarbeitungshorizont mit Geröllen und roten oder grauen Tonen als Bindemittel, darüber folgen Algenlaminiten des Intra- bis Supratidalbereichs, darüber schließlich die metermächtige sogenannte Megalodontenbank des Subtidalbereichs (unterhalb der mittleren Niederwasserlinie). Die massigen grauen Dachsteinkalke repräsentieren den eigentlichen Riffbereich mit Kalkschwämmen und Korallen als Hauptriffbildner. Daneben lassen sich Riffschuttkalke des Vorriffbereichs mit hohem Biogendetritusanteil abgrenzen. Insgesamt kann die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes einige hundert Meter betragen.

Der östliche Sockel der Steinplatte wird überwiegend von Dachsteinkalk aufgebaut.

- Bunte Grenzkalke (Nor bis Rhät)

Im Gebiet um die Steinplatte lässt sich zwischen Dachsteinkalk und Kössener Schichten eine Serie von hellgrauen Kalken mit Lagen und Bändern von intensiv rot und gelb gefärbten tonreichen Partien mit sehr seltenen weißen Korallen führenden Kalkanteilen abtrennen. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu 30 Meter.

- Kössener Schichten (Rhät)

Dieses Schichtglied baut sich überwiegend aus grauen bis dunkelgrauen tonigen Kalken bis Kalkmergeln auf. Die dunkle Färbung ist zumeist nicht durch organischen Kohlenstoff oder durch Bitumen bedingt, sondern durch einen relativ hohen Gehalt an Pyrit. Im Gelände lassen sich drei lithologische Typen unterscheiden: Mergelpartien mit geringmächtigen Kalklagen, Kalkserien mit dünnen tonigen bis mergeligen Zwischenlagen und Kössener Riffkalk (Korallenkalk). Die Kössener Schichten sind Sedimente eines seichten Beckens. Ihre Mächtigkeit kann bis zu 300 m betragen. Die Kössener Schichten sind als Umrahmung des Steinplattenstocks in dessen Norden, Westen und Süden aufgeschlossen. Sie können sehr unterschiedliche Morphologien ausbilden, wobei sie z.T. in steilen Wänden auftreten, aber bereichsweise auch sanfte Verebnungen bilden können.

- Oberrhätkalk (Rhät, eventuell bis Lias?)

Die hellgrauen, gelblichweißen, weißen, hellbraunen und selten rötlichen Kalke sind Ablagerungen einer Schwellenentwicklung und stellen das fazielle Gegenstück zur Beckenentwicklung der zeitgleichen Kössener Schichten dar. Es lassen sich meist Riffkalke (mit Korallen, Algen, Kalkschwämme, etc.) und Riffschuttkalke (mit Riff-

detritus und Ooidkalken) unterscheiden. Die seltenen rötlichen Partien, die meist im hangenden Abschnitt auftreten, könnten bereits in den Lias reichen. Die Mächtigkeit der Oberrhätkalke beträgt meist einige Zehnermeter, kann aber be reichsweise bis zu 200 m erreichen. Oberrhätkalke bilden den Gipfelaufbau der Steinplatte und der Sonnwendwand (Sonnenwendwand auf manchen Karten).

- **Hierlatzkalk (Lias)**

Rote, selten graue bis weiße Echinodermenspatkalke bilden zusammen mit bunten Cephalopodenkalken (Adneter Kalk) die Schwellenfazies des Lias. Die Hierlatzkalke werden zu einem großen Teil von Crinoidendetritus aufgebaut, Brachiopodenester sind häufig anzutreffen. Eine leichte Verkieselung ist möglich. Bei stärkerer Auswaschung von Feinanteilen liegt ein reiner Spatkalk vor. Diese Gesteine sind als Sedimente einer Seichtschwellenentwicklung aufzufassen, ihre Mächtigkeit kann einige Zehnermeter betragen.

- **Scheibelbergkalk (Lias)**

Diese sind in typischer Ausbildung graue, gut geschichtete, oft welligschichtige bis knollige Kalke und Kieselkalke mit Kiesel säurekonkretionen in Form dunkler Hornsteine. Der Ablagerungsraum dieser Serie ist zwischen den Beckensedimenten der Allgäuschichten (Liasfleckenmergel) und den Adneter- und Hierlatzkalken der Schwellen anzunehmen. Die Mächtigkeit erreicht einige Zehnermeter.

Bei deutlich hornsteinführenden Typen der Kössener Schichten in den untersuchten Profilen besteht der Verdacht, daß es sich zumindest zum Teil nicht um Kössener Kalke sondern um Scheibelbergkalke handeln könnte.

## 2.4.2. Tektonik

Der Karbonatgesteinstock der Steinplatte weist einen recht unkomplizierten Aufbau auf, in dem die ursprünglichen sedimentären Zusammenhänge nicht nennenswert durch spätere Vorgänge überprägt wurden. Einen Überblick über die Lagerungsverhältnisse geben die Profile in Abb. 9.

## 2.4.3. Beschreibung der Messbereiche

Die Lage der Messprofile ist aus der Karte Abb. 10 ersichtlich.

- **Crinoidenschuttkalk Kammerköhrlalm (Liftstation 1650m) (5 in Abb. 10)**

Es handelt sich in diesem Aufschluss um im dm-Bereich gebankten hellgrauen späten Crinoidenkalk im Übergangsbereich der Kössener Schichten zu den Oberrhätkalken des Hanges, bzw. der Karbonatplattform.

100 m weiter E davon (an der Straße) steht grauer bis graubrauner gebankter, relativ späten Kalk an, danach roter knollig-flaseriger dünnbankiger Kalk, die Kalke werden z.T. grauer und gehen in graue flaserige Kalke, z.T. mit Crinoidenschutt, z. T. mit Hornsteinen über. Darüber folgen wieder rote knollige Kalke und grauer flaseriger Kalk mit Hornsteinen. In einem größeren Aufschluss finden sich markante Slumping-Strukturen in sehr dünnbankigen knolligen bis flaserigen roten Kalken.

Nach Röntgendiffraktometrie besteht das Gestein zu 90 % aus Kalzit, daneben treten Tonminerale (3 % Montmorillonit, 2 % Illit-Montmorillonit und 5 % Illit), sowie Spuren von Quarz auf. (KRISTAN-TOLLMANN et al. (1991)

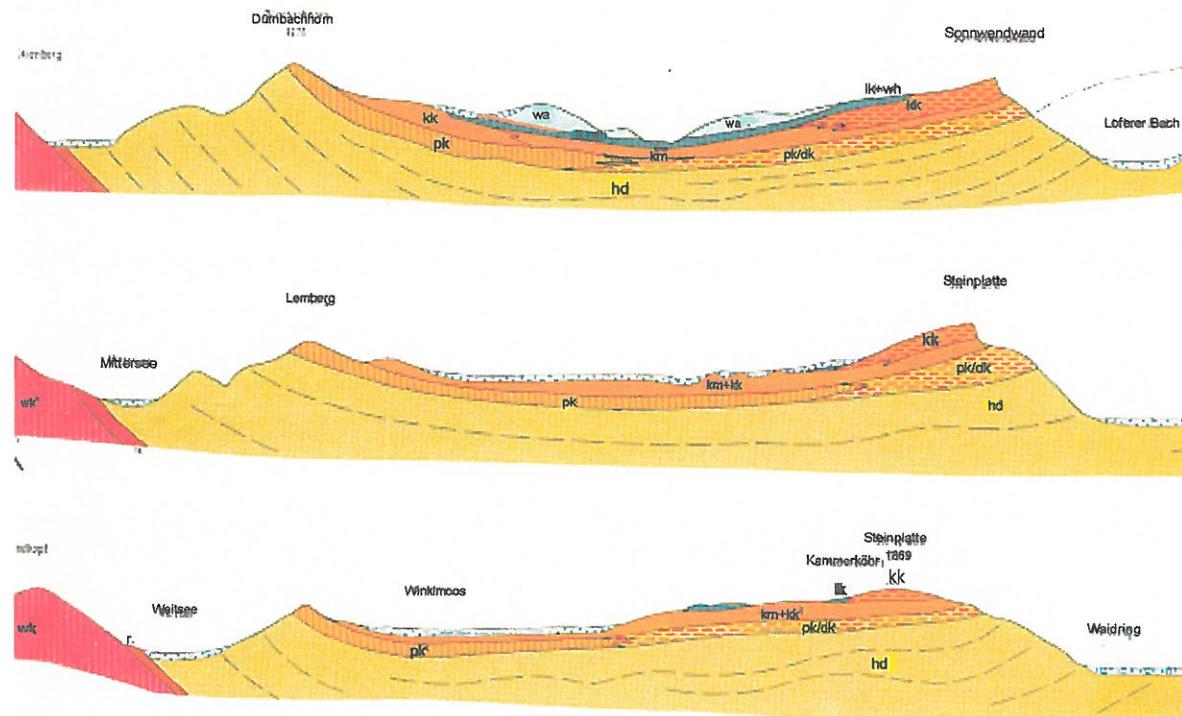


Abb. 9: Geologische N-S Profile durch den Komplex der Steinplatte (Profillänge etwa 14 km) nach O.GANSS 1975 (Geologische Profile 1:100.000 zu Blatt Reit im Winkl).  
 wa...Oberalmer Schichten      lk+wh...Roter Knollenflaserkalk und Radiolarit  
 kk...Rätkalk (Riffkalk)      km...Kössener Schichten      pk...Plattenkalk  
 pk/dk...Übergang von Plattenkalk in Dachsteinkalk      hd...Hauptdolomit  
 r...Raibler Schichten      wk...Wettersteinkalk

Faziell handelt es sich überwiegend um reichlich bioklastenführende Wackestones bis Grainstones mit zahlreichen mikrofaziellen Untertypen, aber geringer lokaler Variabilität. Die Gleitmassen selbst sind stark brekziert. Manche rote Sedimente im oberen Abschnitt sind wahrscheinlich schon Lias, wofür auch außergewöhnlich hohe Fe- (13100 ppm) und Mn-Gehalte (340 ppm) in manchen Proben sprechen (STANTON & FLÜGEL 1989).

- Kössener Schichten (3 in Abb. 10)

Bei diesen dunklen fossilführenden Kalke und Mergeln es handelt sich um Ablagerungen eines breiten flachen Meeresbeckens, das auf der Plattform und hinter der Kante der Dachsteinkalkplattform anzusiedeln ist, im Bereich der Steinplatte verzahnen sie sich sowohl mit Dachsteinkalk wie Hauptdolomit und überlagern diese. In den unteren und mittleren Kössener mit Schichten überwiegen die Mergel. Dies hat zur Folge, dass diese Abschnitte nur sehr schlecht aufgeschlossen sind. In den höheren Kössener Schichten treten zunehmend Kalke in den Vordergrund, was bis

zur Ausbildung von Patch Reefs in den obersten Abschnitten führt. Diese Entwicklung korreliert eventuell mit dem Einsetzen der Oberrhätkalke (STANTON & FLÜGEL 1989).

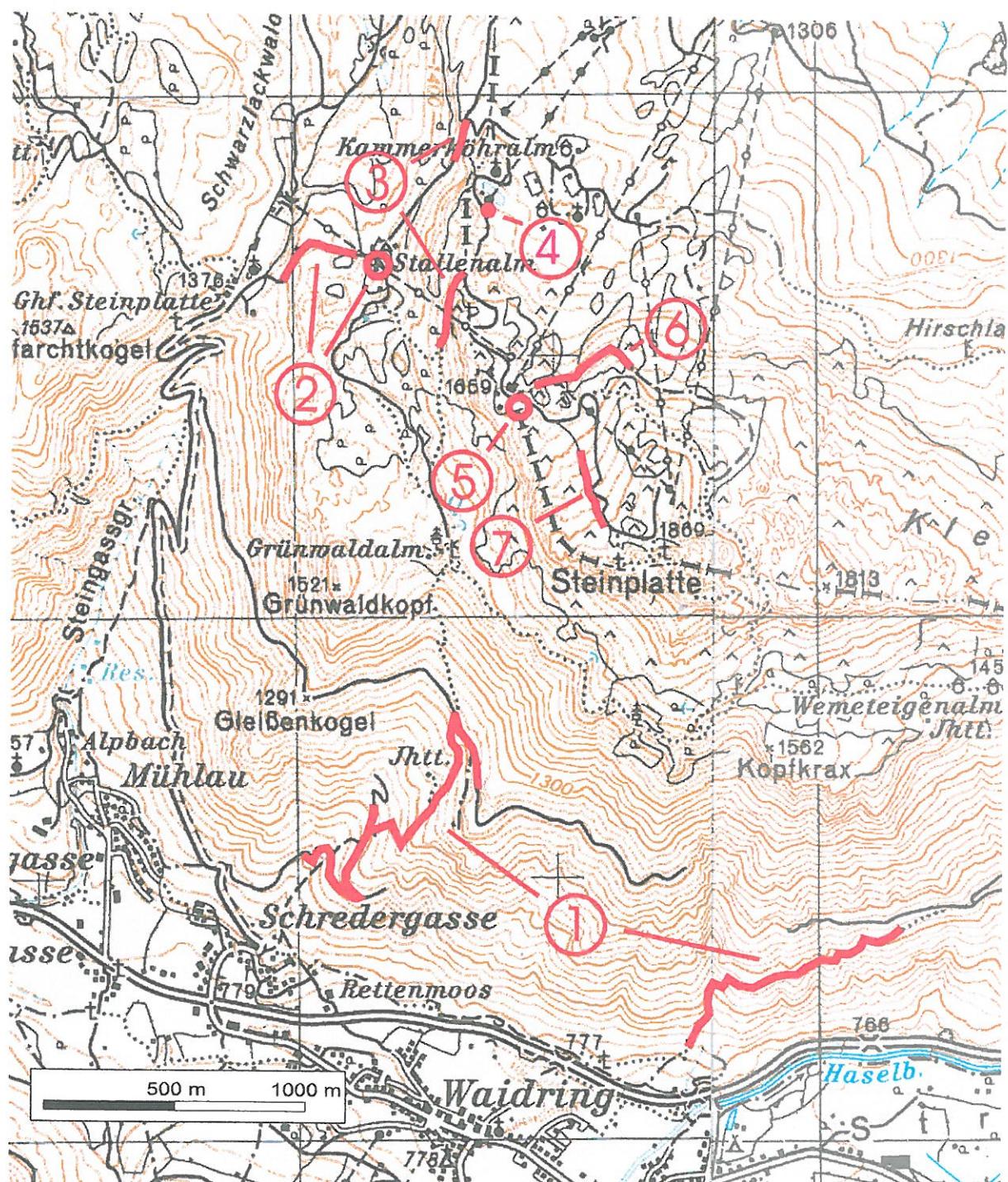


Abb. 10 : Lage der Messprofile im Bereich Waidring, Steinplatte.  
 1...Hauptdolomit, 2...Plattenkalk, 3...Kössener Schichten, 4...stark bituminöse Lage in Kössener Schichten, 5...Crinoidenkalk, 6...Riffschuttkalk, 7...Riffkalk (Korallenkalk)

Die abnehmenden Fe- und Sr-Gehalte von Kalk-Schiefer-Wechsellagerungen zu fast reinen Kalken sind wahrscheinlich sowohl auf den abnehmenden Tongehalt wie auch auf zunehmenden meteorischen Einfluss zurückzuführen. Die  $\text{CaCO}_3$  Gehalte steigen dabei von 98,0 % auf 99,5 % (STANTON & FLÜGEL 1989).

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Kössener Schichten gehören durchwegs dem höheren Anteil der Schichtfolge an.

- Kössener Schichten an der Schipiste/Wanderweg SE Stallenalm (3 in Abb. 10)

Bei dieser, unmittelbar über einem Patch-Reef gelegenen Abfolge handelt es sich nach KRISTAN-TOLLMANN et al. (1991) vermutlich um Untere Kössener Schichten. Die im oberen Abschnitt des Profils auftretenden schwarzen Hornsteine könnten allerdings auf einen Übergangsbereich zum Lias hinweisen.

Im stratigraphisch Hangenden finden sich im dm-Bereich gebankte Kalkmergel mit Hornsteinen und Hornsteinlagen. Darunter folgen gebankte Kalkmergel (leicht bituminöser Kössener Kalk) mit cm-dünnen Mergellagen. Stellenweise werden die tonig-mergeligen Zwischenlagen auch bis zu 10 cm mächtig, selten bis 50 cm.

Gegen unten ins stratigraphisch Liegende werden die Mergellagen mächtiger, die Kalkmergel werden dunkler und bituminöser, in Kalkmergel treten cm-große dunkle Schmitzen (Pflanzenhäksel) auf. Hier finden sich auch häufig Schalenquerschnitte (Muscheln ?, Brachiopoden ?).

Der Mineralbestand wurde mittels Röntgendiffraktometrie und DTA bestimmt (KRISTAN-TOLLMANN et al. (1991)). Der mittelgraue, leicht bituminöse Kössener Kalk weist in der Karbonatphase neben überwiegend Kalzit 80 % im Gesamtgestein) geringe Anteile von Dolomit (3 %) auf, als Tonminerale treten Montmorillonit (3 %), Illit-Montmorillonit (5 %) und Illit (7 %) auf, untergeordnet findet sich auch Quarz (2 %). Der braune, Pflanzenhäksel-führende, etwas bituminöse Kalk besteht aus 90 % Kalzit, 7 % Quarz und 2 % Montmorillonit, sowie 1 % Pyrit. Die mittelgrauen Tonmergel der Kössener Schichten sind wesentlich stärker dolomitisch (Kalzit 34 % des Gesamtgesteins, Dolomit 9 %), die Tonfraktion weist einen deutlich höheren detritären Anteil auf (9 % Montmorillonit, 7 % Illit-Montmorillonit, 19 % Illit und 4 % Kaolinit), auf welchen auch der erhöhte Anteil von Quarz (9 %) hinweist, daneben finden sich Pyrit (3 %) und amorphe Phasen (5 %). Diese Mergel weisen im Vergleich zu den karbonatischen Kössener Schichten erhöhte Gehalte an B, Cr, Ga, Pb, V und Zr auf.

- Profil an Straße beim Dreiländereck (3 in Abb. 10)

Es handelt sich um dm-mächtige Kalkmergel in Wechsellagerung mit cm- bis dm-mächtigen Mergellagen, z.T. ist viel organisches Material auf s-Flächen erkennbar.

- Mergellage (4 in Abb. 10)

Aufschlusspunkt 4 bei KRISTAN-TOLLMANN et al. (1991). Eine etwa 50 cm mächtige mittelgraue, beim Anschlagen stark bituminös riechende mergelige Lage tritt in der Kössener Kalk/Mergel-Folge hinter der Kapellenlift-Bergstation auf. Als Mineralbestand wurde Kalzit (82 %), Schichtsilikate (Illit 8 %, Kaolinit 5 %) und Quarz (4 %) nachgewiesen (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1991).

- rhätische Korallenkalke (7 in Abb. 10)

Sie stellen als Capping Facies der Mound Facies den jüngsten Abschnitt der Steinplatten-Sedimentation dar. Es handelt sich um nur wenige m mächtige gebankte Kalke, in welchen bioklastische Grainstones und Korallenkalke dominieren.

Kennzeichnend sind ausgedehnte „Thecosmilien“-Korallenrasen („Fischer’s Coral Garden“), die an den Flanken der Mound Facies der Oberrhätkalke angelagert sind und eine an paläontologischen und faziellen Merkmalen erkennbare bathymetrische Zonierung aufweisen (STANTON & FLÜGEL 1989).

Die Oberen Kössener Schichten verzahnen sich lateral mit Oberrätkalken. Der Übergang von gut geschichteten, gerippten Flaserkalken (Buntes Rhät) zu massigen Oberrätkalken zeigt eine Zunahme der Wasserenergie an. Dem entsprechen steigende  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte, sowie abnehmende Gehalte an Fe, K und Sr. Innerhalb der Korallenkalke treten rote Lagen auf, die im Wesentlichen auf Lösungsprozesse zurückzuführen sind, was durch Stylolithbildungen und Anlösung von Biogendetritus angezeigt wird. In diesen Lagen findet sich eine starke Anreicherung von Fe und Mn, begleitet von einer entsprechenden Abnahme des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes. Die Gehalte an Sr, Mg, K und Na liegen im Bereich der umgebenden Sedimente. Kontrolliert wird diese Entwicklung eventuell durch Meerespiegelschwankungen oder durch fluktuiierendes Grundwasser (STANTON & FLÜGEL 1989).

- Plattenkalk (Stallenalm) (2 in Abb. 10)

Der hellgraue Plattenkalk weist markante gelbliche siltige Einschaltungen auf. Zumeist ist er undeutlich gebankt, die Bankung wird gegen das stratigraphisch Liegende deutlicher, die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt allerdings sehr beträchtlich von dick- bis dünnbankig (m- bis cm-Bereich).

- Hauptdolomit (1 in Abb. 10)
- Weg zur Wehmeteigenalm
- Forststraße Schredergasse Richtung Grünwaldalm

Der Hauptdolomit tritt hier in seiner typischen Form als mittelgrauer, gebankter, z.T. laminiert Dolomit auf. Der untere Bereich der Profile ist immer wieder von Moränenmaterial durchsetzt. Im Profil Schredergasse treten bei etwa 900 m Bergsturzblöcke (Korallenkalk) auf, ab etwa 1000 m findet sich eine große Bergsturzmasse. Ab etwa 1060 m wird der Hauptdolomit sehr hell und ist öfters stark tektonisch beansprucht, (stark kleinstückig zerbrochen). Es treten öfters deutlich laminierte, oft auch brekziöse Typen auf. Die Aufschlussverhältnisse sind hier etwas schlechter, so dass Waldboden mit Dolomitschutt oder auch nur der Waldboden gemessen wurde. An der Forststraße, die bei 1215 m quert, findet sich wieder weniger hell gefärbter Hauptdolomit in typischer Ausformung.

#### 2.4.4. Messergebnisse und Interpretation

Die Messwerte sind in der Tab. 3 zusammengefasst, die Verhältnisse zwischen K, U und Th sind in den Diagrammen Abb. 11, 12 13 und 14 dargestellt.

Tabelle 3: Gammastrahlenspektrometrie Messgebiet Steinplatte (Waidring)

Hauptdolomit									
Weg vom Wegkreuz NE Waidring (Kote 777) zur Wehmeteigenalm									
Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
393450 / 272350	825 m	2300	226	118	18	0,31	3,0	4,7	
393475 / 272370	835 m	2032	168	139	13	-0,02	4,5	3,4	
393530 / 272430	865 m	2929	278	203	18	0,15	6,6	4,7	
393540 / 272440	870 m	1956	178	125	13	0,10	3,9	3,4	
393550 / 272450	885 m	1934	195	118	8	0,30	4,1	2,1	

### Fortsetzung Tabelle 3

393600 / 272640	950 m	2068	193	127	19	0,08	3,3	4,9	Dolomitschutt
393740 / 272600	975 m	1654	156	79	22	0,09	0,9	5,7	
393880 / 272650	1000 m	1753	159	120	11	0,06	3,9	2,8	
393920 / 272665		1417	138	84	15	0,07	1,9	3,9	
393960 / 272680		2295	251	139	21	0,29	3,5	5,4	Dolomitschutt
394000 / 272690	1010 m	1372	172	81	10	0,33	2,3	2,6	Dolomitschutt
394040 / 272715		1466	136	80	10	0,15	2,3	2,6	
394080 / 272730		1508	151	92	9	0,18	2,9	2,3	

### Hauptdolomit

Forststraße von Schredergasse in Richtung Grünwaldalm

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
392140 / 273070	940 m	1828	154	127	6	0,07	4,7	1,6	
392140 / 273050	945 m	2101	217	131	10	0,31	4,5	2,6	
392140 / 273000	950 m	1463	120	85	7	0,09	2,8	1,8	
392180 / 272960	955 m	1817	175	117	7	0,21	4,2	1,8	
392240 / 272930	955 m	1803	154	101	8	0,17	3,4	2,1	
392220 / 272950	965 m	2189	181	143	10	0,07	5,0	2,6	
392190 / 272975	970 m	1456	123	101	12	-0,05	3,0	3,1	
392220 / 273025	970 m	1852	158	121	14	0,00	3,6	3,6	
392225 / 273080	975 m	2407	273	149	14	0,45	4,8	3,6	
392250 / 273100	980 m	2364	245	106	13	0,54	3,1	3,4	
392265 / 273125	985 m	2153	227	116	16	0,36	3,1	4,1	
392275 / 273150	990 m	2304	234	134	16	0,30	3,9	4,1	
392290 / 273175	990 m	2365	225	135	16	0,25	3,9	4,1	
392300 / 273200	995 m	2001	192	119	12	0,22	3,7	3,1	
392300 / 273340	1020 m	2174	196	129	10	0,22	4,4	2,6	
392380 / 273200	1020 m	2354	245	127	23	0,29	2,8	6,0	
392400 / 273175	1050 m	2377	238	151	22	0,15	3,9	5,7	
392420 / 273150	1055 m	1408	111	96	9	-0,04	3,1	2,3	Dolomit stark geklüftet
392430 / 273170	1060 m	1710	141	108	6	0,10	3,9	1,6	
392445 / 273185	1080 m	1537	137	86	8	0,16	2,8	2,1	
392455 / 273205	1090 m	1380	134	76	14	0,11	1,7	3,6	
392465 / 273220	1100 m	1364	105	94	8	-0,05	3,1	2,1	
392485 / 273250	1110 m	3044	294	166	17	0,43	5,2	4,4	Waldboden mit Schutt
392510 / 273280	1120 m	1832	183	100	11	0,28	3,0	2,8	Waldboden
392530 / 273310	1130 m	2413	244	130	18	0,34	3,5	4,7	Waldboden mit Schutt
392555 / 273340	1145 m	1660	134	112	8	0,01	3,9	2,1	Waldboden
392575 / 273370	1155 m	1609	120	99	11	-0,04	3,0	2,8	Waldboden mit Schutt
392595 / 273400	1165 m	1486	115	76	21	-0,09	0,9	5,4	Waldboden
392620 / 273430	1175 m	1906	173	106	14	0,16	2,9	3,6	
392640 / 273460	1180 m	1673	157	110	11	0,10	3,4	2,8	
392650 / 273550	1205 m	1555	137	79	13	0,12	1,9	3,4	
392690 / 273500	1205 m	1921	169	100	11	0,21	3,0	2,8	
392690 / 273450	1220 m	1707	140	94	25	-0,11	1,2	6,5	

### Plattenkalk

an Güterweg vom Parkplatz Ghf. Steinplatte zur Stallenalm

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
392150 / 275440	1410 m	1225	139	64	23	0,06	0,1	6,0	
392150 / 275440	"	1555	144	96	16	0,03	2,3	4,1	

### Fortsetzung Tabelle 3

392060 / 275430	"	1163	126	36	20	0,18	-0,7	5,2	
392049 / 275414	1405 m	894	83	46	20	-0,09	-0,3	5,2	
392038 / 275398	"	1837	199	112	22	0,14	2,3	5,7	
392026 / 275382	"	1501	166	69	12	0,34	1,6	3,1	
392015 / 275365	1395 m	2756	292	129	32	0,39	1,9	8,3	
392004 / 275349	"	2085	231	121	20	0,29	2,9	5,2	
391993 / 275333	1390 m	2140	219	119	11	0,37	3,8	2,8	
391981 / 275317	"	1556	178	64	14	0,39	1,1	3,6	
391970 / 275300	"	1884	199	90	24	0,23	1,1	6,2	

### Plattenkalk (mit siltigen Lagen)

S Stallenalm

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
392320 / 275390	1410 m	1888	161	105	22	-0,02	2,0	5,7	
392320 / 275382	"	1472	130	96	22	-0,13	1,6	5,7	
392320 / 275374	"	1195	94	57	14	0,00	0,8	3,6	
392320 / 275366	"	1556	157	79	13	0,22	1,9	3,4	
392320 / 275858	"	1523	170	83	21	0,16	1,2	5,4	
392320 / 275350	"	1423	118	73	13	0,05	1,6	3,4	

### Kössener Schichten

am Güterweg Stallenalm - Mösernalm (W Kammerköhralm)

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
392670 / 275890	1475 m	3025	429	128	35	1,07	1,5	9,1	
392644 / 275873	1470 m	2539	320	128	21	0,70	3,1	5,4	
392658 / 275855	1470 m	2907	377	141	24	0,89	3,3	6,2	
392651 / 275838	1470 m	2918	431	131	21	1,26	3,2	5,4	
392645 / 275820	1470 m	3032	376	121	28	0,93	2,0	7,3	

### Bitumenmergellage in Kössener Schichten

hinter dem Lifthäuschen beim Schneeanonenwasserreservoir SW Kammerköhralm

392770 / 275759	1530 m	2736	386	117	32	0,94	1,4	8,3	
-----------------	--------	------	-----	-----	----	------	-----	-----	--

### Kössener Schichten

Güterweg von Stallenalm zur Mösernalm (W Kammerköhralm)

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
392630 / 275330	1565 m	1534	146	88	24	-0,04	1,0	6,2	
392627 / 275232	1560 m	1495	130	95	23	-0,14	1,4	6,0	
392623 / 275317	"	2137	251	121	24	0,34	2,4	6,2	
392620 / 275310	"	2051	220	110	22	0,26	2,2	5,7	
392617 / 275303	1560 m	2127	253	103	15	0,57	2,7	3,9	
392613 / 275297	"	2073	237	113	19	0,38	2,7	4,9	
392619 / 275290	"	1776	208	103	20	0,27	2,1	5,2	
392607 / 275283	1555 m	1710	204	100	20	0,26	2,0	5,2	
392603 / 275277	1555 m	1868	224	97	26	0,29	1,2	6,7	
392600 / 275270	"	1563	217	54	18	0,59	0,3	4,7	
392597 / 275263	"	3215	371	155	24	0,79	3,9	6,2	
392593 / 275257	"	3839	538	187	35	1,33	4,0	9,1	
392590 / 275250	1550 m	2704	343	108	25	0,87	1,8	6,5	

### Fortsetzung Tabelle 3

392587 / 275243	1550 m	2854	357	144	29	0,70	2,8	7,5	
392583 / 275237	1545 m	2803	379	113	24	1,04	2,1	6,2	
392580 / 275230	"	3190	398	123	31	0,99	1,7	8,0	

### Crinoidenschuttkalk

SE Berggasthof Kammerköhr (1659 m)

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
392 830 / 274 830	1655 m	1490	130	91	16	-0,02	2,1	4,1	
392 850 / 274 830	"	1722	181	88	24	0,14	1,0	6,2	
392 850 / 274 830	"	1458	125	78	21	-0,05	0,9	5,4	
392 850 / 274 830	"	2312	269	127	35	0,24	1,4	9,1	
392 860 / 274 830	"	1598	198	73	13	0,47	1,6	3,4	
392 870 / 274 830	"	1626	129	88	17	-0,02	1,8	4,4	
392 880 / 274 830	"	1520	138	93	16	0,01	2,2	4,1	

### Oberrät-Schuttkalk

Güterweg von Berggasthof Kammerköhr (1659 m) gegen ENE

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
392960 / 274910	1650 m	1374	143	85	14	0,11	2,0	3,6	
392990 / 274923	"	1163	144	47	17	0,26	0,1	4,4	
393020 / 274937	"	1615	180	80	27	0,14	0,3	7,0	
393050 / 274950	"	1452	179	48	14	0,48	0,5	3,6	
393080 / 274963	"	1718	197	78	17	0,38	1,4	4,4	
393110 / 274977	"	2083	278	88	26	0,62	0,8	6,7	
393140 / 274990	1655 m	1610	215	56	24	0,48	-0,3	6,2	
393170 / 274003		1858	229	91	32	0,26	0,2	8,3	
393200 / 275017	"	2027	218	86	28	0,29	0,5	7,3	
393230 / 275030	"	1920	209	90	19	0,35	1,7	4,9	
393235 / 275025	1660 m	1236	144	43	21	0,22	-0,6	5,4	
393240 / 275020	"	1789	240	69	29	0,47	-0,4	7,5	

### Rhätischer Riffkalk (Korallenkalk)

am W Rand der Schipiste N des Steinplattegipfels

Rechts-/Hochwert	Höhe ü.d.M.	total counts 2(cpm)	K 2(cpm)	U 2(cpm)	Th 2(cpm)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Anmerkungen
393110 / 274595	1725 m	882	64	37	13	-0,04	0,1	3,4	
393118 / 274563	1735 m	982	84	55	21	-0,15	0,0	5,4	
393127 / 274530	1755 m	73	73	45	16	-0,08	0,1	4,1	
393135 / 274498	1780 m	767	50	40	18	-0,20	-0,3	4,7	
393143 / 274465	1790 m	653	48	27	11	-0,05	-0,1	2,8	
393152 / 274433	1795 m	548	23	22	19	-0,27	-1,2	4,9	
393160 / 274400	1795 m	591	40	20	15	-0,11	-0,9	3,9	

In den Verhältnisdiagrammen Kalium/Uran, Kalium/Thorium und Thorium/Uran bildet sich deutlich die Abfolge vom Riff zum Becken ab, was auf eine Zunahme des detritischen Einflusses zurückzuführen ist. Die Felder der einzelnen lithologischen Typen überlappen dabei sehr beträchtlich. Innerhalb dieser Felder sind keinerlei signifikante Trends festzustellen.

Die Verhältnisdiagramme für den Hauptdolomit (Abb. 14) entsprechen weitgehend jenen des Oberen Hauptdolomites von Seefeld (Abb. 6, 7 und 8), was auch geologisch sehr sinnvoll erscheint, da auch hier stratigraphisch höhere Anteile des Hauptdolomites zu erwarten sind.

Beim Plattenkalk ergibt sich kein Unterschied zwischen Typen mit und ohne siltigen Lagen (Abb. 14). Diese sind somit wohl auf Resedimentationsprozesse zurückzuführen, nicht jedoch auf eine detritische Beeinflussung.

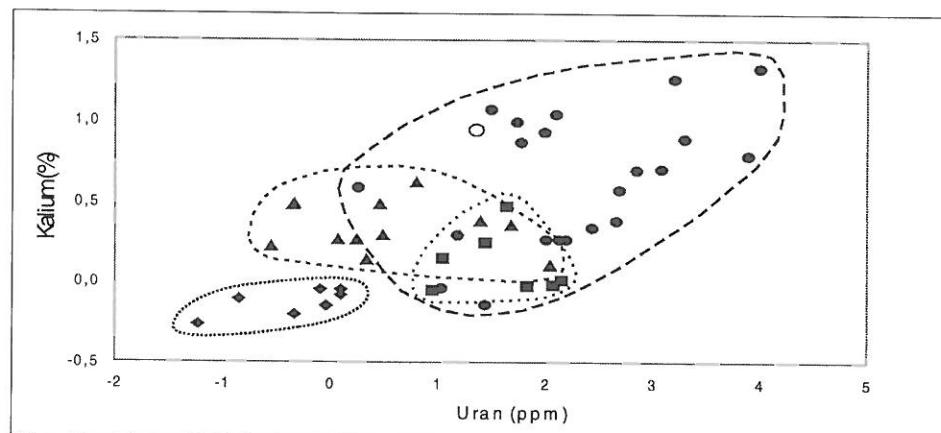


Abb. 11 : Kalium/Uran Verhältnisse in der Abfolge von Riff- zu Beckensedimenten. Rauten...Riffkalk, Dreiecke...Riffschuttkalk, Quadrate...Crinoidenkalk, Kreise...Beckensedimente (Kössener Schichten), offener Kreis... bituminöse Lage

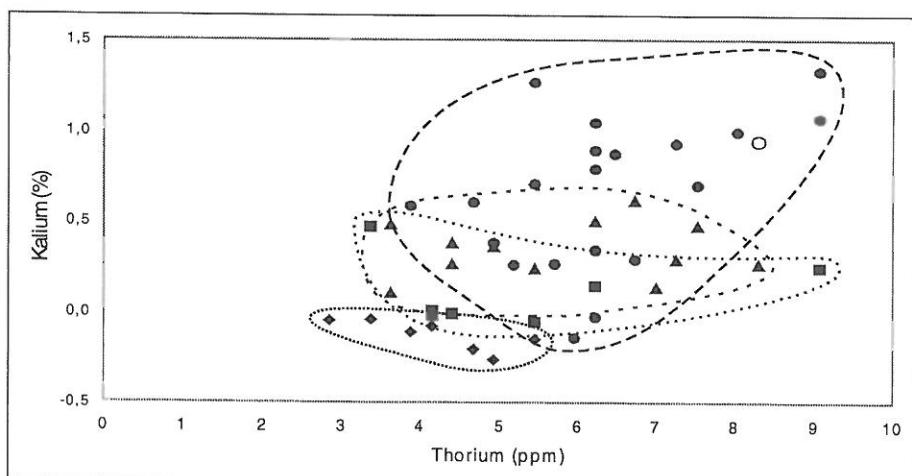


Abb. 12: Kalium/Thorium Verhältnisse in der Abfolge von Riff- zu Beckensedimenten. Rauten...Riffkalk, Dreiecke...Riffschuttkalk, Quadrate...Crinoidenkalk, Kreise...Beckensedimente (Kössener Schichten), offener Kreis... bituminöse Lage

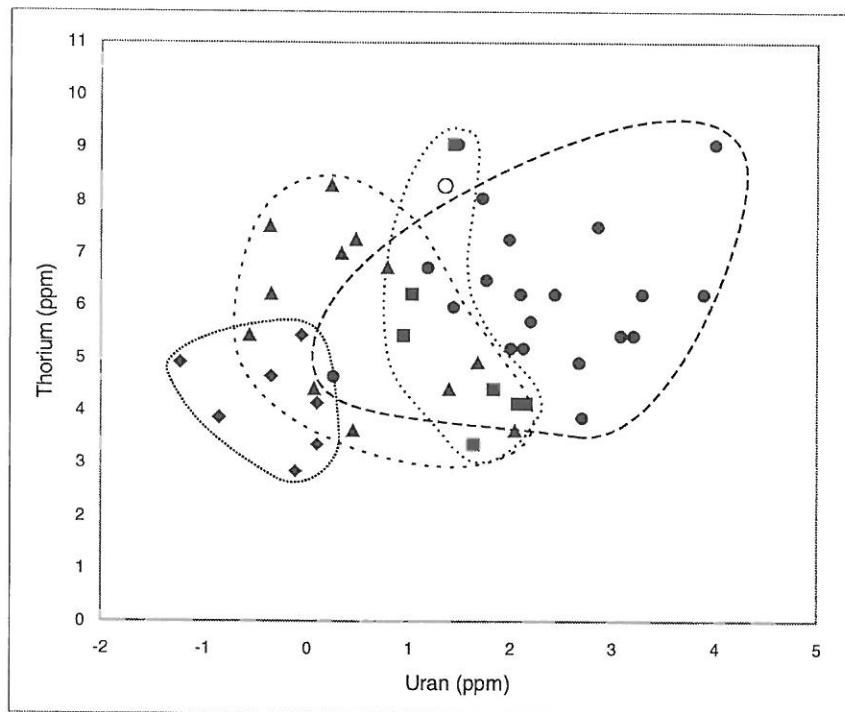


Abb. 13 : Thorium/Uran Verhältnisse in der Abfolge von Riff- zu Beckensedimenten.  
 Rauten...Riffkalk, Dreiecke...Riffschuttkalk, Quadrate...Crinoidenkalk,  
 Kreise...Beckensedimente (Kössener Schichten), offener Kreis... bituminöse Lage

## 2.5. Ausblick

Die Geländeuntersuchungen sollen im Hauptdolomit des Drauzuges in den Gailtaler Alpen fortgesetzt werden. Bodenradiometrische Messungen im Bereich einer Urananomalie (östlich Windische Höhe) wurden bereits durchgeführt und sollen fortgesetzt und zum Abschluss gebracht werden, geochemische Analysen sind in Vorbereitung.

Die gammastrahlenspektrometrischen Untersuchungen sollen durch eine statistische Auswertung von geochemischen Daten ergänzt und erweitert werden. Zu diesem Zweck wurde bereits begonnen, geochemische Analysedaten aus der Literatur zusammenzufassen. Weiters soll geprüft werden, ob es möglich ist, mittels Diskriminationsdiagrammen, wie sie für siliziklastische Gesteine in den letzten Jahren entwickelt worden sind, Aussagen über Art und Herkunft des detritischen Anteiles derartiger Karbonatgesteine zu erhalten.

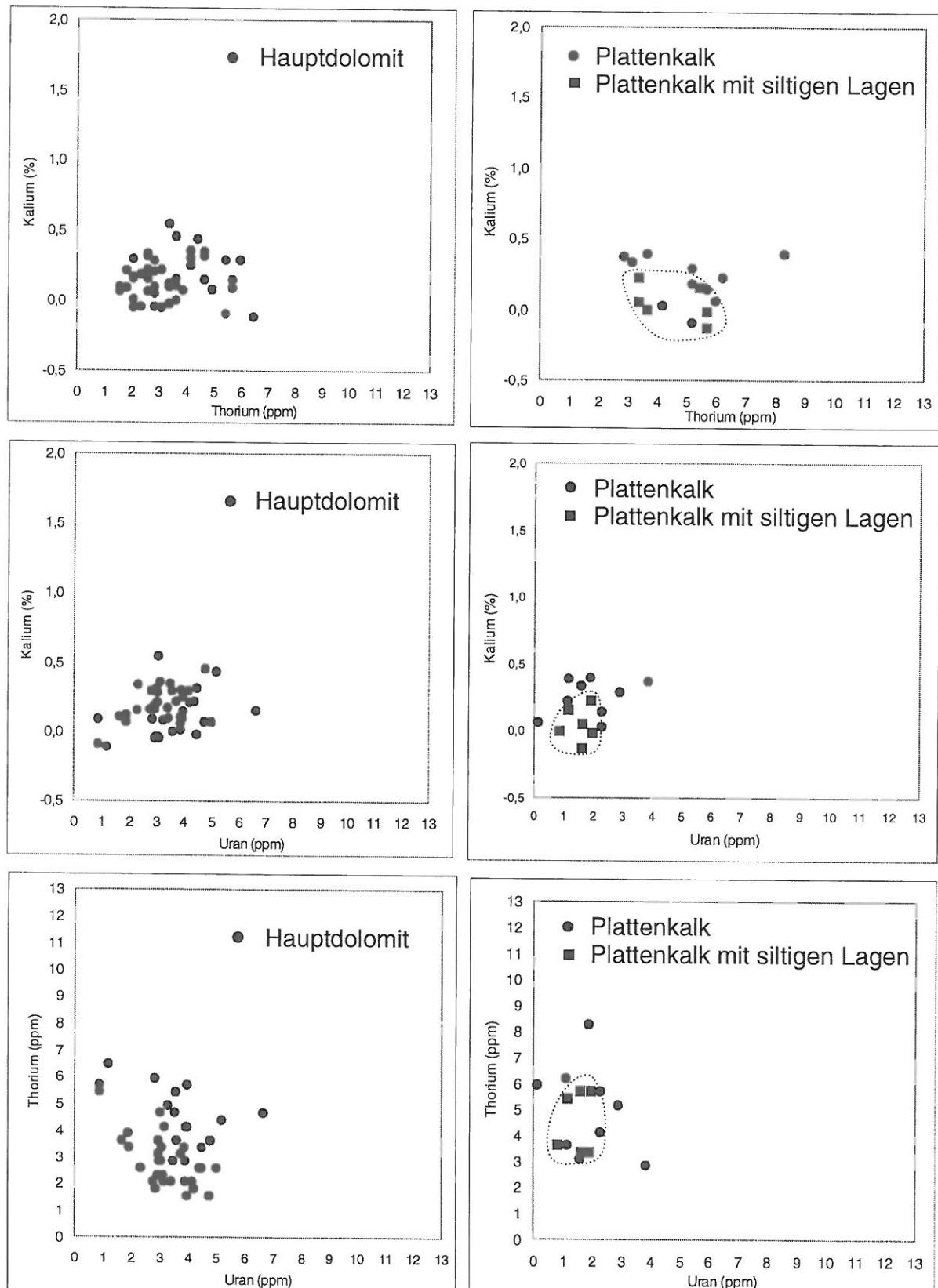


Abb. 14: Elementverhältnisse zwischen K, U und Th in Hauptdolomit und Plattenkalk. Die Größen der Achsenabschnitte wurden so ausgewählt, um einen direkten Vergleich mit den Diagrammen von Seefeld (Abb. 6, 7 und 8) zu ermöglichen.

### 3. Neubearbeitung der Aerogeophysik Gailtal

#### 3.1. Einleitung

Eigentlich wurden die aerogeophysikalischen Vermessungen des Raumes Drauzug und Gailtal (Messgebiete Drauzug, Zentraler Drauzug und Kirchbach/Gailtal, SEIBERL & HEINZ 1985, 1986 und 1987) im Rahmen dieses Projektes näher betrachtet, um optimale Bereiche für bodengeophysikalische Messungen für „vergleichende Untersuchungen zum Phänomen erhöhter Urangehalte im Hauptdolomit“ (Projektantrag) auszuwählen. Es zeigte sich jedoch recht bald, dass die nun schon etwa 15 Jahre alten Auswertungen der Daten in Anbetracht des seither gemachten Fortschrittes in der Auswertungstechnik heutigen Ansprüchen nicht genügen können,

Es erschien somit eine völlige Neubearbeitung der Daten notwendig.

Die Ergebnisse dieser Neuberechnung sind als Karten im Maßstab 1 : 50 000 und 1 : 200 000 dargestellt (Beilagenband).

Speziell für die Gammastrahlenspektrometrie wurde ein detaillierter regionaler Vergleich zwischen den Ergebnissen der alten und der neuen Datenauswertung durchgeführt, da hier die Abweichungen besonders stark sind.

#### 3.2 Reprocessing der Daten der Hubschrauber-geophysik

Die aerogeophysikalischen Vermessungen im Raum Drautal und Gailtal fanden in den Jahren 1983 (Ostteil) und 1985 (Westteil) statt. Abbildung 1 zeigt die Lage des Messgebietes und den Ausschnitt des im vorliegenden Bericht untersuchten Teilgebietes mit den Messprofilen.

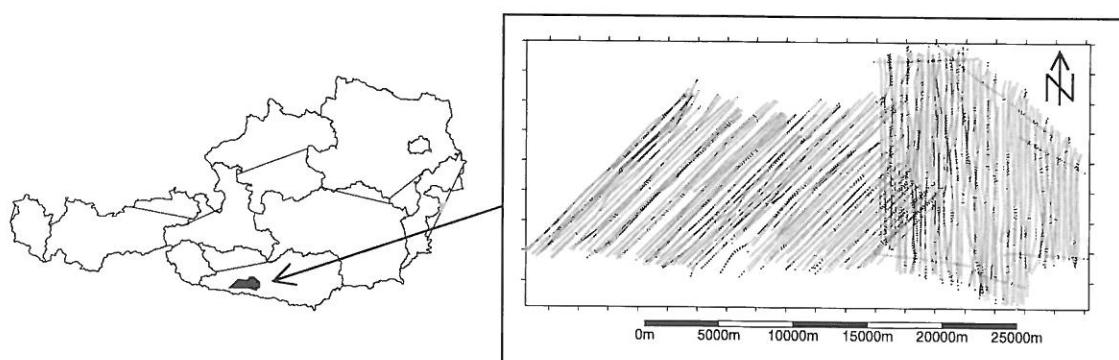


Abb.15 : Lage und Flugprofile der Messgebiete "Oberes Drautal" und "Gailtal West"

Mit einer Sollflughöhe des Hubschraubers von konstant 80m über der Topografie und einer durchschnittlichen Fluggeschwindigkeit von 35m/s wurden insgesamt 153 parallele Längs- und 11 Kontrollprofile vermessen, wobei der Längsprofilabstand 200 m betrug.

Folgende geophysikalische Messgeräte kamen dabei zum Einsatz:

- Radiometrie: 33.6 l Natrium-Jodid Detektor mit GR800B 256 Kanal Spektrometer (Samplingrate: 1 Spektrum/Sekunde)
- Elektromagnetik: DIGHEM II 2 Frequenz Bird mit 900 Hz koaxialem und 3600 Hz koplanarem Spulensystem (Samplingrate: 4 Messungen/Sekunde für jede Frequenz und Phase)
- Magnetik: G801/3 Protonenpräzessionsmagnetometer als Schleppkörper 20m unter dem Helikopter (Samplingrate: 1 Wert/Sekunde). Gemessen wird die Totalintensität des Erdmagnetfeldes.

Die Flugwegerfassung erfolgte mittels Radarhöhenmesser und Doppler - Navigationssystem bei gleichzeitiger Aufzeichnung des Flugweges auf Schmalfilm. Zusätzlich wurden die für die Auswertung einiger Messungen notwendigen Parameter Lufttemperatur und barometrischer Druck aufgezeichnet.

### **3.2.1. Auswertung der aerogeophysikalischen Messungen**

Die erste, teilweise noch manuelle, Auswertung und Darstellung der gemessenen Daten erfolgte in den Jahren 1984 und 1986. Durch die seit damals erfolgten Entwicklungen im EDV-Sektor wurden neue Möglichkeiten der geophysikalischen Auswertung, insbesondere im Bereich grafischer Kontrolle bei der Auswertung sowie im Bereich numerisch aufwendiger Modellrechnung erarbeitet. Da Messfehler z.B. als Folge von Gerätedriften, Störsignalen usw. durch grafische Werkzeuge wesentlich einfacher erkannt und ausgebessert werden können, erhöht sich auch die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der ausgewerteten Daten. Auf Grund dieser Überlegungen wurde ein komplettes Reprocessing der gemessenen Daten durchgeführt. Im folgenden sollen die wesentlichen Schritte dieser Auswertung beschrieben werden.

### **3.2.2. Allgemeine Processingsschritte - Datenvorbereitung**

- Kontrolle der Flugwegkoordinaten und Korrektur der Driften des Doppler - Navigationssystem mit Hilfe der von der Filmaufzeichnung georteten Stützpunkte. Dabei wurde auf die bereits bei der ersten Auswertung in den 1980er Jahren erfolgte Koordinatenortung zurückgegriffen.
- Einspielen der Seehöhe  
Die einmal je Sekunde registrierten Messwerte des Barohöhenmessers wurden mit Hilfe des mittleren digitalen Höhenmodells (Raster ca. 350 \* 350 m) kalibriert und durch Abzug der Flughöhe die Seehöhe der Topografie an jedem Messpunkt bestimmt.
- Spikefilter  
Dieser dient zum Entfernen von sehr kurzen Ausreißern in den Messdaten, die z.B. durch Übersprechen des Messgerätes oder durch sehr hochfrequente Störungen verursacht werden können.
- Grafische Kontrolle der Messdaten  
Da Verfahren wie Spikefilter Störungen oder Datenfehler nicht immer automatisch entfernen können, erfolgt vor der eigentlichen Auswertung eine grafische Kontrolle aller Messdaten, wobei Fehler direkt korrigiert werden können.

### 3.2.3. Radiometrieauswertung

- Auswertung des Steigfluges

Der Steigflug dient dazu die Absorption der Gammastrahlung durch die Luftschicht zwischen Boden und Detektor zu bestimmen. Dazu wird in mehreren Flughöhen von 30 bis 300 m die Gammastrahlung gemessen und daraus die Absorptionskurve für die verschiedenen Energien berechnet. Bei bekannten "cosmic-stripping" Koeffizienten lässt sich durch einen niederen Steigflug auch der radioaktive Background von Hubschrauber und Messsystem bestimmen. Tabelle 1 enthält die aus dem niederen Steigflug abgeleiteten Koeffizienten:

Tabelle 4: Korrekturfaktoren und Backgroundwerte für die Radiometrieauswertung

	Background [cps]	Höhenkorrektur [cps/ft]	CosmicStripping
Total Count	125	0.00212	2.21
Kalium	47.4	0.00264	0.111
Uran	15.9	0.00244	0.08
Thorium	8.1	0.00202	0.125

- Tiefpassfilter der Messreihen, um statistisches Rauschen zu unterdrücken

- Compton- und Backgroundkorrektur

Die Backgroundkorrektur entfernt die Hintergrundzählrate, die auch ohne Gammastrahlung vom Boden registriert wird. Die Werte sind der Tabelle 1 zu entnehmen. Comptonkorrektur berücksichtigt die Comptonstreuung von Gammaquanten höherer Energie in die Fenster niedrigerer Energiebereiche sowie die Überlappung der breiten peaks von NaJ-Detektoren. Es wurden folgende Stripping Koeffizienten verwendet:

$$\begin{aligned}
 R_{KU} &= 0.82 \\
 R_{KTh} &= 0.18 \\
 R_{UTh} &= 0.28 \\
 R_{ThU} &= 0.06
 \end{aligned}$$

- Höhenkorrektur mit Korrekturwerten aus dem niederen Steigflug (siehe Tabelle 4)

- Topografiekorrektur

In Gebieten mit rauer Topografie, wie z.B. in den inneralpinen Bereichen, muss die Geometrie der Strahlungsquellen berücksichtigt werden, da die Standardkorrekturen von einer homogenen, ebenen Verteilung der Strahlung ausgehen. Im vorliegenden Fall wurde mit Hilfe der im Preprocessing eingetragenen Topografiedaten eine vollständige 3D Topografiekorrektur durchgeführt (SCHWARZ, 1991). Im Anhang sind die Ergebnisse dieser Korrektur jenen der Standardauswertung gegenübergestellt. Aus der Gegenüberstellung sieht man die Bedeutung dieser Korrektur, ohne der im Bereich der engen Täler eine richtige Interpretation kaum möglich wäre.

- Als letzter Schritt des Radiometrieprozessings wurden die geräteabhängigen Zählraten in geochemische Äquivalente umgerechnet (IAEA, 1979): Die mit Hilfe der Kalibrierpads und der Radiometrie - Kalibrierstrecke in Allentsteig bestimmten Umrechnungsfaktoren für das österreichische System lauten:

$$\begin{aligned}
 47.0 \text{ cps im Kaliumfenster} &= 1\% \text{ Kalium} \\
 6.4 \text{ cps im Uranfenster} &= 1 \text{ ppm eU (equivalent U)} \\
 3.7 \text{ cps im Thoriumfenster} &= 1 \text{ ppm eTh (equivalent Th)}
 \end{aligned}$$

### 3.2.4. Auswertung der Magnetikmessungen

Die Auswertung der Magnetikdaten umfasst folgende Schritte:

- Kontrolle und Zuspielen der von der Magnetik - Bodenstation aufgezeichneten Taggänge zum Entfernen der den Messungen überlagerten täglichen Variationen des Erdmagnetfeldes
- Bestimmen und Entfernen des "heading errors", der durch Einfluss des Heliokopters auf die Messung entsteht und abhängig von der Flugrichtung, also der Lage des Helikopters zum Erdmagnetfeld, ist.
- Bestimmen und Entfernen des regionalen Trends des Erdmagnetfeldes im Messgebiet mit Hilfe des Internationalen Geomagnetischen Referenzfeldes (IGRF) für die Epochen 1983.6 (Drautal) und 1986.2 (Gailtal):  
Feldstärke: 47114.5 [nT] bezogen auf die Koordinate (11800, 5179000, GK M34)

Feldgradienten	Epoche 1983.6 [nT]	Epoche 1986.2 [nT]
$\Delta y [\text{km}^{-1}]$	0.858	0.854
$\Delta x [\text{km}^{-1}]$	2.827	2.653
$\Delta z [\text{km}^{-1}]$	-0.22	-0.22

- Visuelle Kontrolle und Anpassen der einzelnen Messprofildaten in Relation zu ihren Nachbarprofilen unter Berücksichtigung der Messpunkte an den Kreuzungspunkten von Längs- und Kontrollprofilen
- Interpolation der Messdaten auf ein regelmäßiges Raster von 200 x 200 m mittels "minimum curvature interpolation". Dieses regelmäßige Grid dient als Grundlage für die Reduktion zum Pol, für die Modellrechnung und schließlich für die kartografische Darstellung als Isolinien der Totalintensität.
- Reduktion zum Pol zur Berücksichtigung der Lageverschiebung von Anomalien auf Grund der Deklination und Inklination der Magnetfeldlinien des Erdmagnetfeldes in Abhängigkeit von geografischer Breite und Länge. Im Anhang sind die Ergebnisse vor und nach der Reduktion zum Pol für die in Österreich gültigen Werte von 63° für die Inklination und von 1° für die Deklination einander gegenübergestellt.

### 3.2.5. Auswertung der elektromagnetischen Messungen

Die Auswertung der elektromagnetischen Messungen umfasst im wesentlichen zwei Teile: die Umrechnung der Messwerte in standardisierte Messgrößen und die Berechnung von 1-D Schichtmodellen mit Hilfe dieser Messgrößen (FRASER 1978). Als Eingabe für die meisten Modellrechnungen in der Elektromagnetik werden die Amplituden der Empfängerspule (Sekundärfeld) im Verhältnis zum Signal der Sendespule (Primärfeld) benötigt. Das Verhältnis wird in ppm (parts per million) angegeben. Um eine Schichtung zu berechnen ist auch die Phasenlage des Sekundärfeldes bezüglich des Primärfeldes notwendig. Messtechnisch erhält man diese Informationen in dem man das Sekundärfeld einmal in Phase (inphase Komponente) und einmal gegenphasig (out of phase oder outphase Komponente) zum Primärsignal misst. Für die Umrechnung der Amplituden der beiden Phasen in ppm benötigt man die Größe des Sekundärfeldes, das im ungestörten Fall durch eine bestimmte Amplitude des Primärfeldes erzeugt wird. Dazu wird in geeignet großer Flughöhe (330 m) ein Kalibriersignal (Q-coil) ausgesandt und die Amplitude der Empfängerspule gemessen, woraus sich direkt der Umrechnungsfaktor zum Berechnen von ppm-Werten ableiten lässt.

Da in diesem Abstand vom Boden, abgesehen vom Kalibriersignal, an der Empfängerspule keine weiteren Messsignale registriert werden sollten, ist eine Abweichung der Messamplitude vom Wert Null als Gerätedrift zu interpretieren. Um diese Drift des Messgerätes entfernen zu können wird vor und nach jedem Profil eine entsprechend hohe Flughöhe eingenommen und die dort gemessenen Amplituden beim Prozessing durch Abzug einer Trendlinie auf den Wert Null zurückgesetzt.

Zusammenfassend besteht das EM-Prozessing aus folgenden Schritten:

- Sferics Filter zum Entfernen von charakteristischen kurzweligen Anomalien die durch kapazitive Lade- und Entladevorgänge der Luft auftreten können.
- Spike Filter
- Tiefpassfilter zum Entfernen von eventuell vorhandenem hochfrequentem Rauschen des Messsignals. Die entsprechenden Filterkoeffizienten wurden für jeden Parameter individuell je nach Art der hochfrequenten Störungen bestimmt.
- Base-Level Korrektur zum Entfernen der linearen Driften des Messgeräts.
- Umrechnen der Messwerte von [mV] in ppm mit Hilfe der Q-Coil Signale
- Visuelle Kontrolle und Anpassen der einzelnen Messprofildaten in Relation zu ihren Nachbarprofilen unter Berücksichtigung der Messpunkte an den Kreuzungspunkten von Längs- und Kontrollprofilen
- Modellrechnung zum Berechnen von Widerständen und Schichtmächtigkeiten: Für die Modellrechnung wurde ein einfaches homogenes Halbraummodell (HHM) verwendet. Das HHM geht von einer nach unten unendlich ausgedehnten Schicht mit homogenen Widerstand mit einer darüber liegenden hochohmigen Deckschicht aus. Für diese Modellannahme lässt sich die Mächtigkeit der Deckschicht und der Widerstand der unter ihr liegenden Schicht berechnen. Um zum Ausdruck zu bringen, dass es sich um eine Berechnung unter Annahme

eines HHM handelt, werden die Bezeichnungen scheinbarer Widerstand und scheinbare Tiefe verwendet. Da die berechneten scheinbaren Widerstände im vorliegenden Fall kaum deutliche Schichtkontraste zeigten und in weiten Bereichen hohe Werte zeigen, wurde auf eine Darstellung der scheinbaren Tiefe verzichtet, da diese unter diesen Voraussetzungen ohne weiter Modellannahmen keine quantitativ zuverlässigen Werte liefern kann.

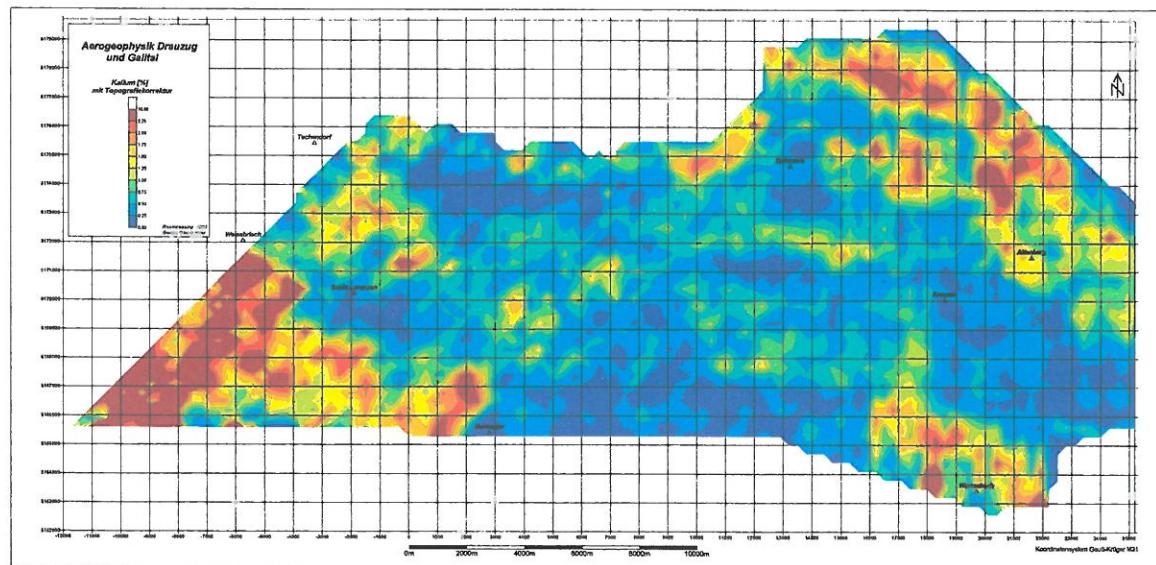
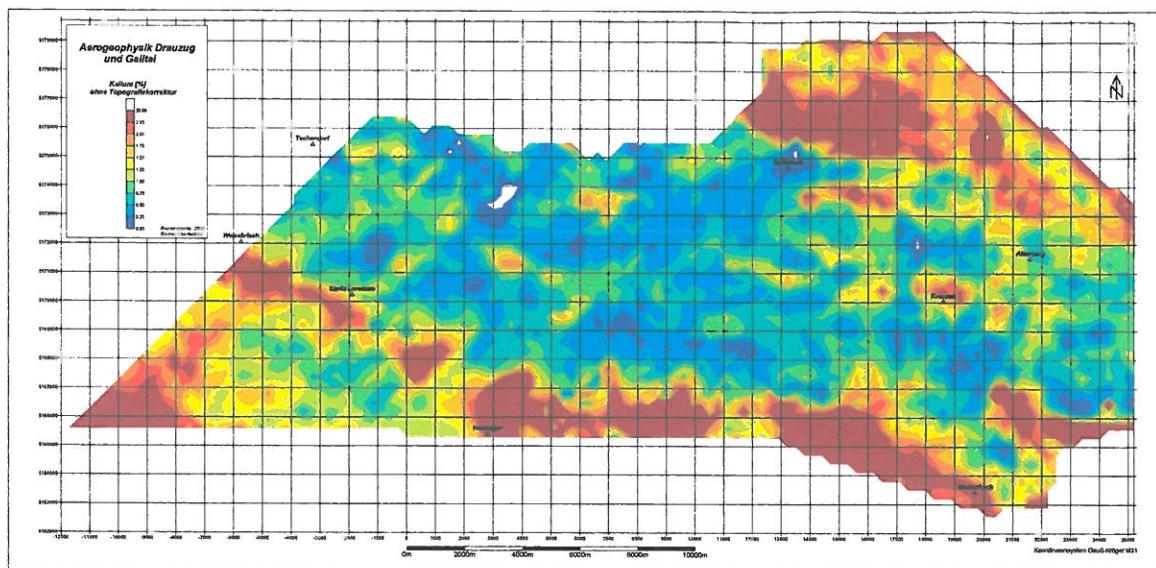


Abb.16 : Kalium ohne (oben) und nach 3D Topografiekorrektur (unten)

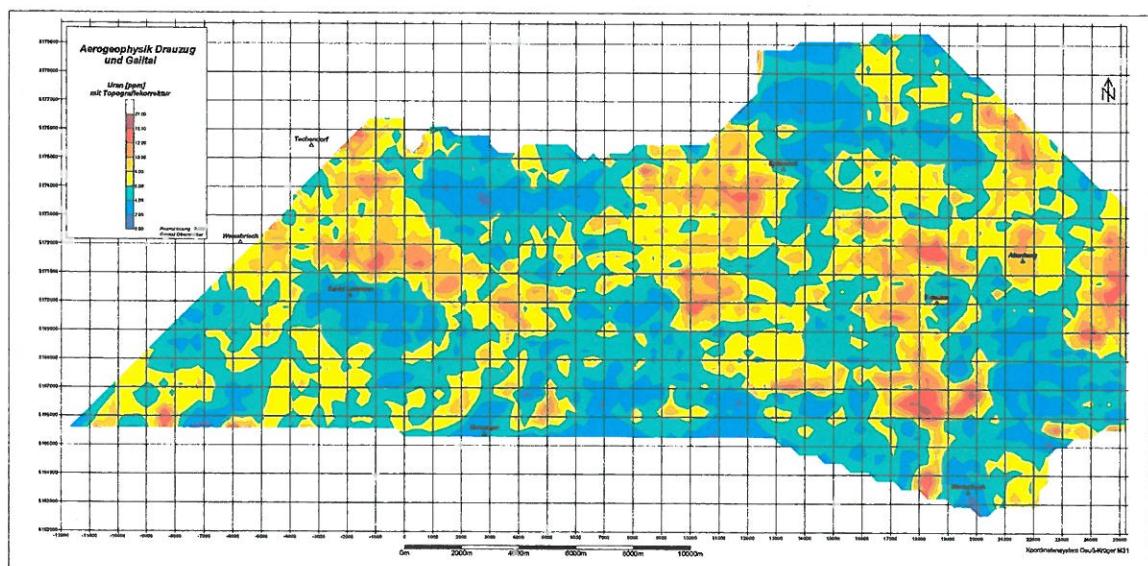
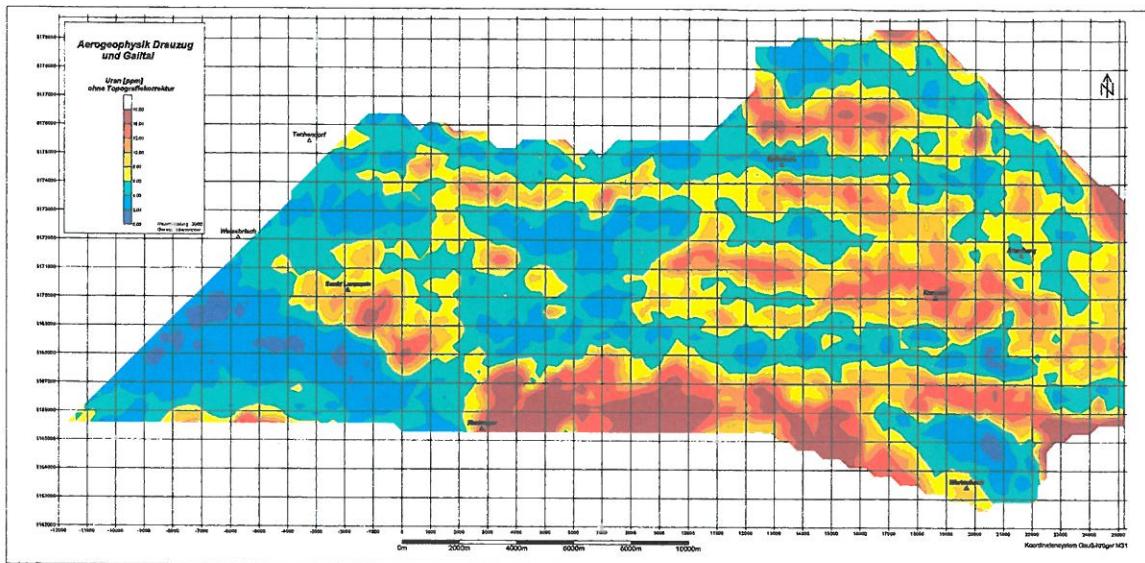


Abb.17 : Uran ohne (oben) und nach 3D Topografiekorrektur (unten)

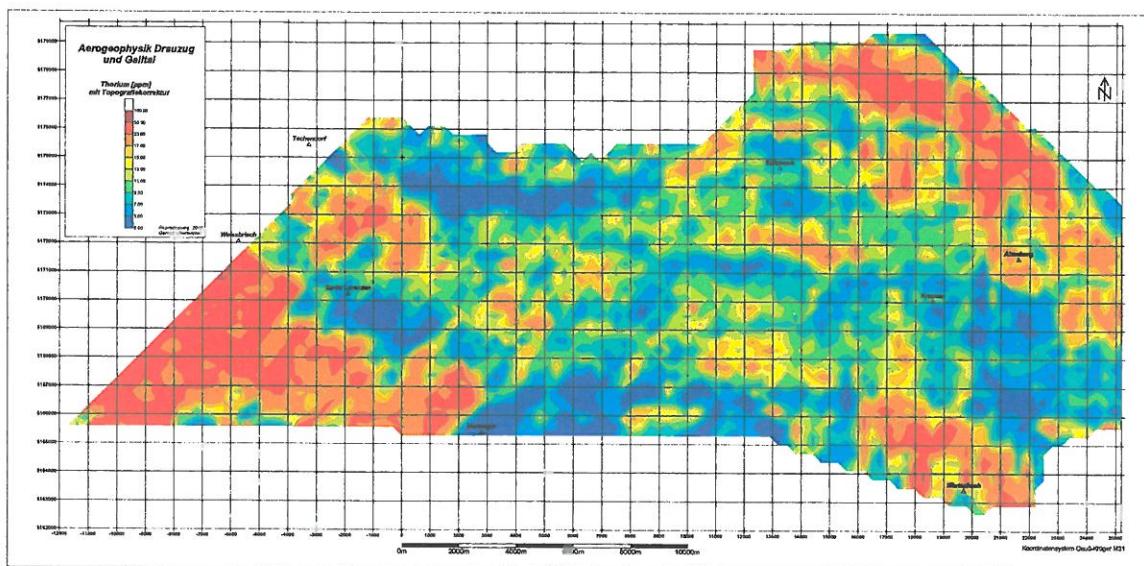
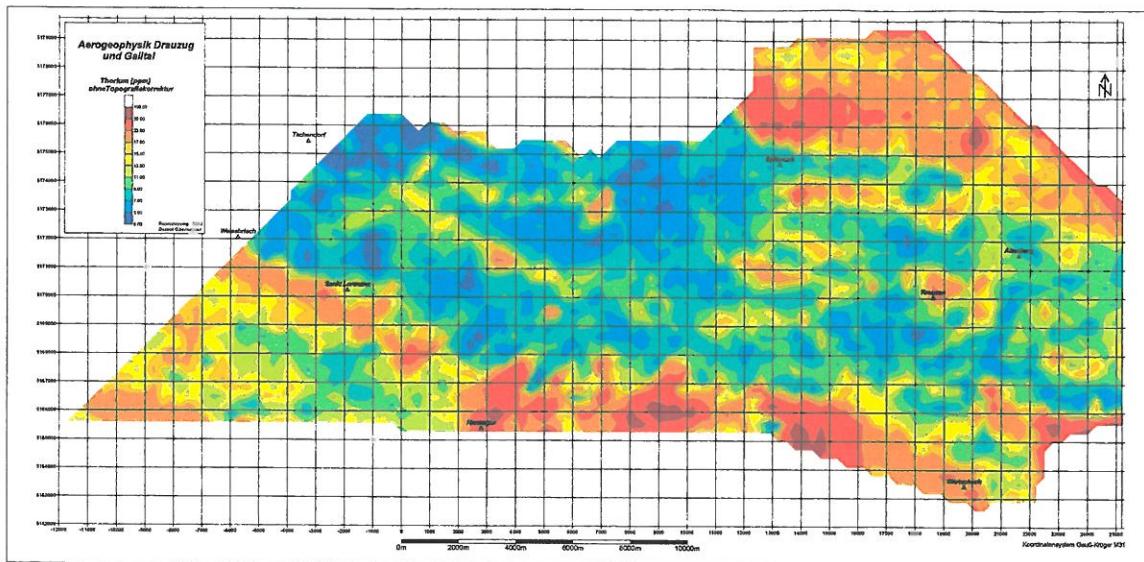


Abb.18 : Thorium ohne (oben) und nach 3D Topografiekorrektur (unten)

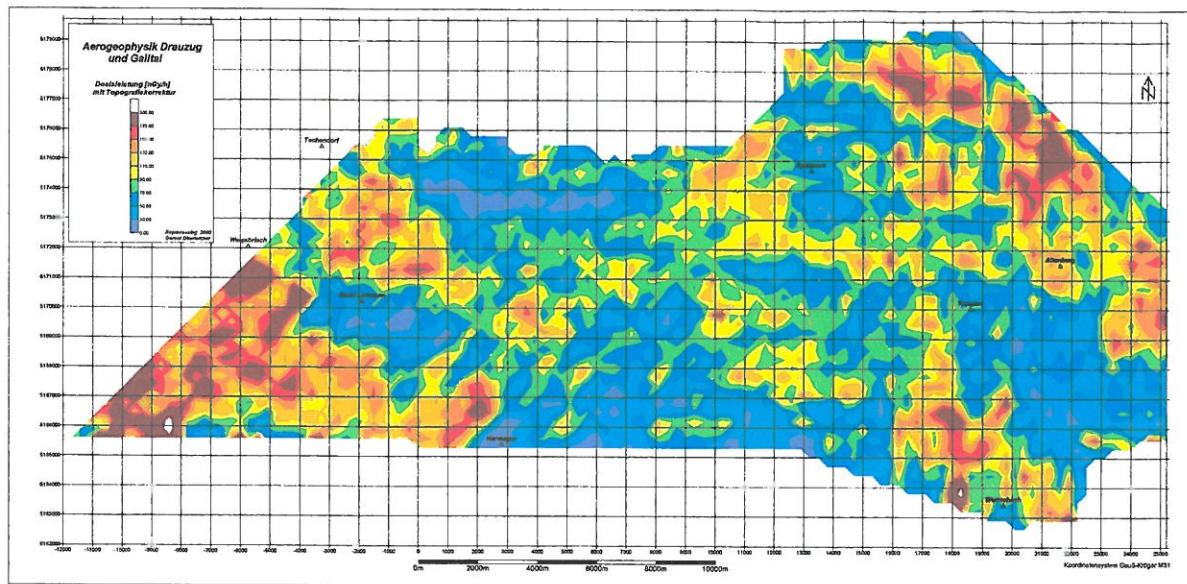


Abb.19 : Dosisleistung mit 3D Topografiekorrektur

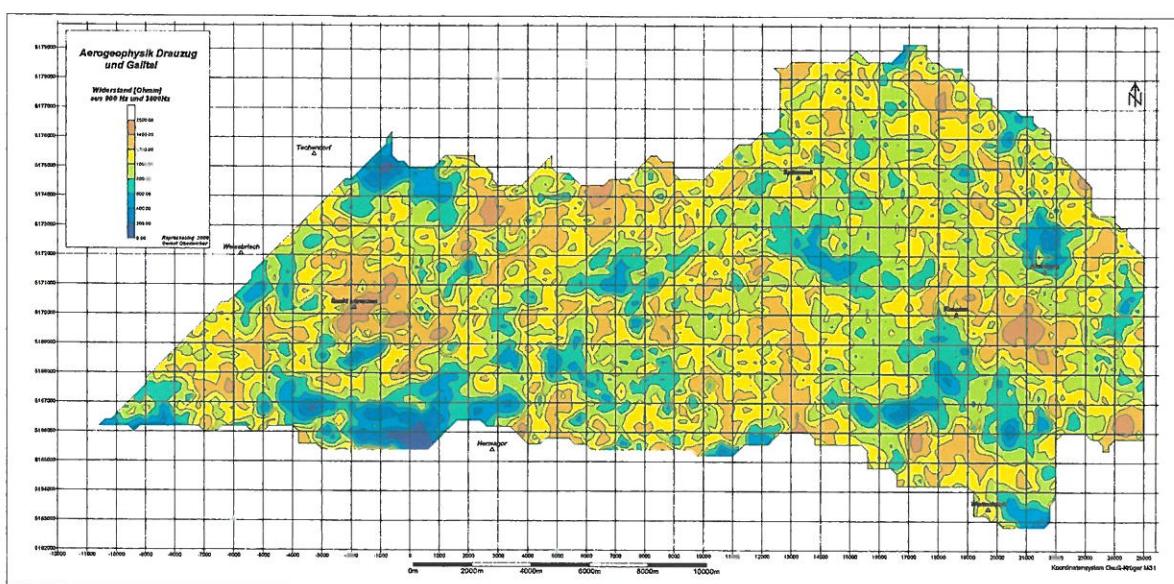


Abb.20 : Scheinbarer Widerstand des Untergrundes

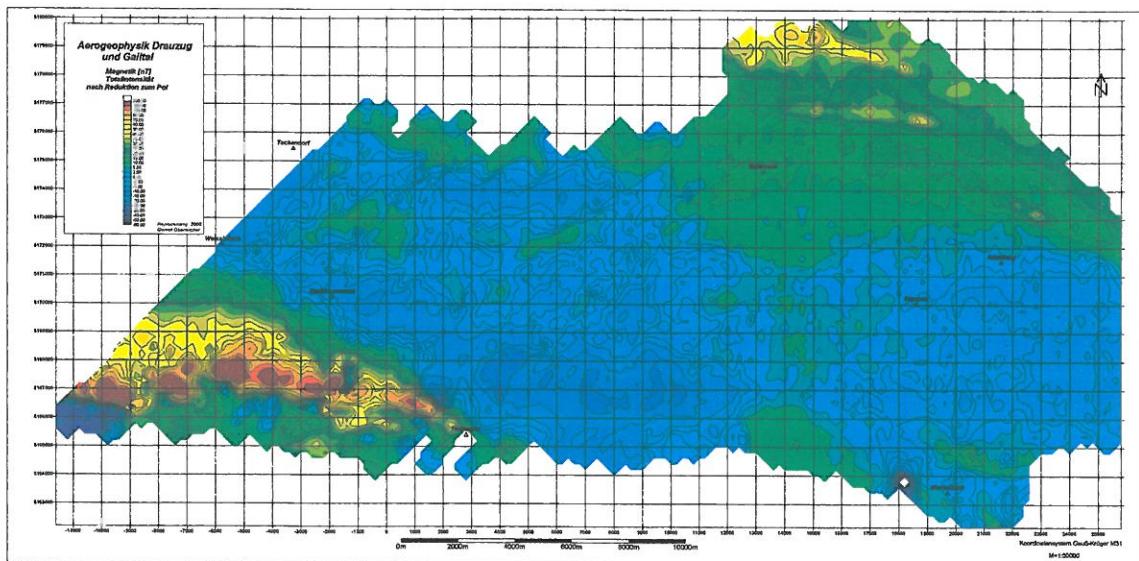
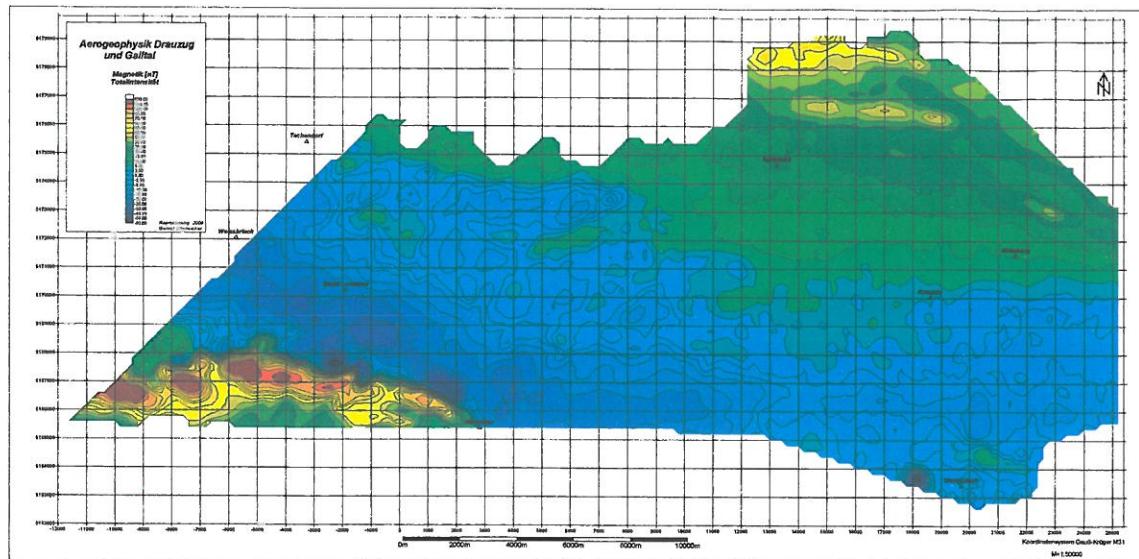


Abb.21 : Anomalien der magnetischen Totalintensitäten ohne (oben) und nach Reduktion zum Pol (unten).

### 3.3. Regionale Interpretation der neuberechneten Radiometriedaten

Als geologische Grundlagen dienten die geologischen Karten im Maßstab 1 : 50 000 198 Weißbriach (SCHÖNLAUB 1987), 199. Hermagor (SCHÖNLAUB 1989) und 200 Arnoldstein (ANDERLE 1977).

#### 3.3.1. Kalium (Abb. 16):

Für die nicht topographiekorrigierten Daten (Abb.16 oben) ergab sich ein relativ einfaches und eindeutiges Muster, das mit der geologischen Zweiteilung in nördlichen und südlichen Sockel der Drauzugtrias (inklusive permoskythischer Auflagerung) und in die Drauzugtrias im engeren Sinn korrespondiert. Sockel und unmittelbare Drauzugbasis lassen durchschnittlich höhere Werte erkennen, während die absoluten Minima im eigentlichen Drauzugmesozoikum liegen. Innerhalb desselben liegt jedoch auch eine Anzahl von signifikanten Maxima (SEIBERL & HEINZ 1985).

Die Rotsedimentzüge der Drauzugbasis und ihre Grenze zum karbonatischen Mesozoikum bilden sich im nördlichen Teil des Messgebiets (östlich Sattlegger Alm bis etwa südlich Zlan) deutlich als Zug von Maxima ab.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen korrigierten (Abb.16 unten) und nicht korrigierten Daten zeigt sich aber nördlich dieser lithologischen Grenze, innerhalb des Bereichs der Metapelite und -quarzite der östlichen Goldeckgruppe, indem sich hier das Tal des Weißenbaches als Zug von Minima abbildet.

Die zwei deutlichen Maxima etwa zwei km südlich und südöstlich der Büchlkirche in Bereichen mit quartären Ablagerungen im Steintal, bzw. Rosental (SEIBERL & HEINZ 1985, Anlage-Nr. 5) existieren nach durchgeföhrter Topographiekorrektur nicht. Damit ist auch eine Annahme von exotischen Geröllen und Blöcken von Permoskyth sandstein im Moränenschutt hinfällig.

In der Drauzugtrias sind die Kaliumgehalte erwartungsgemäß deutlich geringer, es wurden aber mehrere markante lokale Maxima geortet.

Erhöhte Kaliumgehalte finden sich in Partnachschichten nördlich des Weißenbachtales im Bereich der Wegscheider Alm (Tannbodner auf der neueren Karte ÖK50) und Klausenberg, positive Kaliumanomalien treten innerhalb der streichenden Fortsetzung dieses Zuges von Partnachschichten bei der Möslacher Alm und im Bereich Würthen auf, sowie ein deutliches Maximum im Bereich Palochen nördlich des Weißensees.

Ein Maximum im mittleren Westteil der Anlage-Nr. 5 (SEIBERL & HEINZ 1985) im Bereich des Höhenzuges Grasseralm Hütte - Wiederschwinger Alm ist eindeutig an einen West-Ost streichenden Zug von Kössener Schichten gebunden. Diese setzen sich hier zusammen aus mächtigen plattigen Basiskalken mit Einschaltungen von Kalk- und Dolomitgeröllen, überwiegend aber aus unregelmäßig geschichteten bis gebankten Kalken mit eingeschalteten Mergeln bis Tonschiefern (SCHÖNLAUB 1989). Die deutliche Fortsetzung dieses Maximums gegen Südosten in gebankten bituminösen Hauptdolomit in den Nordhängen des Kreuzenbachtales im Bereich des Kerschbaches existiert nach durchgeföhrter Topographiekorrektur nicht. In der streichenden Fortsetzung der Kössener Schichten gegen Westen treten nur geringfügig erhöhte Kaliumgehalte auf, ein sehr markantes Maximum findet sich aber wieder nördlich des Tschernheimer Baches im Bereich Jonsalm - Kavallaalm - Fischeralm. Die Fortsetzung des Maximums gegen Süden könnte sowohl durch tonschieferreiche Carditaschichten, wie auch durch eingeschuppten Buntsandstein verursacht sein. Östlich der Ortschaft Weißenbach ist der Zug von Kössener

Schichten durch tektonisch eingeschalteten Hauptdolomit unterbrochen, was sich auch durch ein deutliches Minimum des Kaliumgehaltes äußert. Geringfügig erhöhte Kaliumwerte finden sich stellenweise im bituminösen Hauptdolomit südlich des Weißensees und Weißenbachtales.

Südlich des Kreuzenbachtales findet sich ein kleines punktuelles Maximum zwischen Tschekeltal und Plotschach, das offensichtlich an anische Tuffe und Tuffite gebunden ist. Diese liegen innerhalb des Zwischendolomits der Muschelkalkformation (SCHÖNLAUB 1989).

Westlich davon treten in einem Areal mit allgemein sehr geringen Kaliumgehalten unbedeutende lokale Maxima überwiegend in Carditaschichten, z.T. auch in Wettersteinkalk in den Bereichen Mitterberg - Meisternock, Förolacher Alm und zwischen Schmiedalplgraben und Windischgraben auf.

In den nicht korrigierten Daten zeigt sich eine Abfolge von mehreren Maxima nördlich und nordnordwestlich von Matschiedl (im Bereich Schwarzwald, Hadersdorfer Alm bis zum Kessel östlich der Paternioner Alm), die eine tektonisch gestörte Abfolge von Wettersteindolomit und Wettersteinkalk in Bleiberg-Fazies, Kalken und Dolomiten der Cardita-Formation und graubraunem bituminösem Hauptdolomit überstreicht und als an Störungen gebunden gedeutet wurde (SEIBERL & HEINZ 1985).

Diese Abfolge von Maxima existiert nach Topographiekorrektur nicht in diesem Ausmaß, allerdings ergibt sich ein deutliches Maximum etwa 500 m südöstlich der Hadersdorfer Alm, das offensichtlich mit einem ausgedehnten Hangschuttareal zusammenfällt, welches innerhalb der Carditaschichten liegt.

Bei einer Anzahl kleinerer Maxima nördlich und nordnordwestlich Rubland wurde eine Bindung an ladinische Sedimente, wahrscheinlich Partnachschichten vermutet (SEIBERL & HEINZ 1985). Die topographiekorrigierte Auswertung zeigt hingegen, dass es sich um ausgedehnte, jedoch recht diffuse Maxima handelt, die innerhalb der triadischen Schichtfolge quer über Grödener Sandsteine, Werfener Schiefer, Muschelkalk mit Zwischendolomit, Gutensteiner Kalk, Wettersteinkalk und Wettersteindolomit in Kellerbergfazies, Kalke und Dolomite der Carditaschichten bis in den Hauptdolomit übergreifen. Die Ursache für diese Maxima ist derzeit völlig unklar. Ein markantes Minimum (nach Topographiekorrektur) folgt dem Verlauf des Kreuzenbaches.

Ein Maximum innerhalb von karnischen Schiefern östlich von Auf der Eben (SEIBERL & HEINZ 1985) existiert nach der Topographiekorrektur nicht, ebenso wenig erhöhte Werte im Hauptdolomit westlich und südöstlich von Auf der Eben. Das Karbon von Nötsch tritt ebenso wie das Goldeckkristallin durch die zu erwartenden höheren Kaliumwerte als Maximum hervor. Eine Korrelation von gewissen Lithologien mit Kaliummaxima lässt sich allerdings nicht feststellen, ebenso wenig eine zu Störungszonen.

Nordöstlich Matschiedl findet sich ein Maximum (auch nach der Topographiekorrektur), das N der Windischen Höhe über die Pöllandalm dem Verlauf des Gailwaldbaches folgt und offensichtlich an die jüngste Bedeckung (Hangschutt, Schwemmkegel und rezente Talfüllungen gebunden ist. Dieses erscheint derzeit nur schwer interpretierbar, da die umgebenden Gesteine ab der Wasserscheide der Windischen Höhe nur geringe Kaliumgehalte aufweisen.

Die Talerverläufe sind nach der Topographiekorrektur grundsätzlich durch Minima im Kalium gekennzeichnet. Ausnahmen sind das oben erwähnte Maximum entlang des Gailwaldbaches, sowie das Bleiberger Tal, in welchem der erhöhte Kaliumgehalt jedoch durch die Moränenbedeckung und damit verbundenes Fremdmaterial erklärbar sein könnte.

### 3.3.2. Uran (Abb. 17)

In den permoskythischen Basalsedimenten über dem Goldeckkristallin treten nur im Weißenbachtal westlich der Büchlkirche (unterhalb der Gehöfte Achernig und Rauter) erhöhte Uranwerte auf. Es handelt sich um eine nur wenige hundert Meter lange schmale Anomalie.

Östlich der Büchlkirche treten einige Maxima auf, die nicht ganz eindeutig zuordenbar sind. Teilweise liegen sie über glazialen Sedimenten (Eisrand-Stausedimente), z.T. über Quarzphylliten des Goldeckkristallins, die Einschaltungen von Metagrauwacken und Metaquarziten führen (SCHÖNLAUB 1989). Einige dünne langgestreckte Anomalien streichen Nord-Süd, was hier der Flugrichtung der Messflüge entspricht. Bei diesen liegt der Verdacht vor, daß es sich um rein rechnerisch entstandene Artefakte handeln könnte.

Weiter östlich treten, ähnlich wie beim Kalium, eine Reihe von Maxima auf, die den gesamten Nordteil der Gailtaler Alpen überstreichen, beginnend am Südrand des Drautales bei Kamering bis östlich des Tales des Herzogbaches bei Auf der Eben und weiter gegen SE bis in den Bereich des Dürnock und von Rubland. Aufgrund ihrer recht diffusen und gleichzeitig großflächigen Verteilung treten diese Maxima in der Anlage-Nr. 6 (SEIBERL & HEINZ 1985) nicht so deutlich hervor wie in der korrigierten Darstellung. Durch die Topographiekorrektur ist aber allein das Maximum südöstlich von Auf der Eben deutlich reduziert worden. Diese Maxima reichen über die gesamte Schichtfolge, beginnend beim Goldeckkristallin, das hier überwiegend aus Quarzphylliten mit Glimmerschiefer-, Marmor- und Diabaseinschaltungen aufgebaut ist, quer über die triadischen Schichtfolge mit Grödener Sandsteinen, Werfener Schiefern, Muschelkalk, Gutensteiner Kalk, Wettersteinkalk und Wettersteindolomit, Tonschiefer mit Kalk- und Dolomiteinschaltungen der Carditaschichten bis in den Hauptdolomit (ANDERLE 1977). Der Verdacht, dass diese Situation eventuell durch einen Messfehler bedingt sein könnte, wird durch die Tatsache entkräftet, dass sich die Flächen mit mächtigerer Quartärbedeckung deutlich als Minima abzeichnen.

Innerhalb der triadischen Karbonatserien treten stellenweise hohe Impulsraten des Uran auf. Nordwestlich Matschiedl findet sich ein Maximum in graubraunem bituminösen Hauptdolomit im Bereich des Geißrücken. Dieses setzt sich in der Kammregion weiter gegen Osten fort und umfasst dort Unteren Wettersteindolomit in Bleibergfazies, Kalke, Dolomite und Tonschiefer der Carditaformation, sowie wenig Hauptdolomit. Das Maximum setzt sich auch entlang der Schutthalden gegen das Gailtal hin fort. In der nicht topographiekorrigierten Darstellung finden die erhöhten Zählraten des Uran eine Fortsetzung auch gegen Westen in einem Zug positiver Anomalien, der über Hauptdolomit liegt und das absolutes Maximum mit über 100 cps Uran bei der Kühnburg aufweist (SEIBERL & HEINZ 1986). Dieser Zug existiert nach erfolgter Topographiekorrektur nicht. Die erhöhten Zählraten sind offensichtlich auf einen Effekt der gegen den Pressegger See steil abfallenden Wände zurückzuführen. Einzig nördlich Presseggen befindet sich ein kleines Maximum im Bereich Zuchen. Ob die südlich anschließende langgestreckte positive Anomalie in den Schuttfechern auf den Schutt selbst zurückzuführen ist, oder ob sich dort das unterlagernde Gailtakristallin durchprägt, muss derzeit dahingestellt bleiben. Nordwestlich von Matschiedl tritt ein an Hauptdolomit gebundenes Maximum auf. Diese Anomalie beginnt an der Windischen Höhe und folgt exakt dem Hauptdolomitzug gegen Osten bis in den Bereich Badstuben, Windische Alm. Die Fortsetzung des Hauptdolomitzuges weiter gegen Osten weist nur sehr geringe Urangehalte auf.

Kleine lokale Maxima finden sich weiter nördlich in Ost-West streichenden Zügen der Carditaschichten im Bereich der Köstendorfer Alm, sowie im Bereich südlich der Paternioner Alm, wo sich zahlreiche ehemalige Bergbaue befinden. Diese Maxima sind aufgrund ihrer relativ geringen Amplitude in der Anlage-Nr. 6 (SEIBERL & HEINZ 1985) nicht deutlich erkennbar, gut erkennbar ist allerdings die Fortsetzung in denselben geologischen Niveaus gegen Westen (SEIBERL & HEINZ 1986, Anlage Nr.9), wobei sich durch Maxima in den Bereichen Graslitzen, Rote Wand und Spitzriegel ein West -Ost streichender Anomalienzug entlang des Hauptkammes der Gailtaler Alpen ergibt. Hier umfassen die Anomalien neben kalkigen und tonigen Anteilender Carditaschichten auch Unterer und Oberen Wettersteindolomit in Bleibergfazies. Die langgestreckte Anomalie, die vom Spitzriegel ins Vellatal hinunterzieht, liegt im Bereich einer Störung.

Die weiter nördlich in der nicht korrigierten Darstellung aufscheinenden Ost -West streichenden Maximazüge (SEIBERL & HEINZ 1986, Anlage Nr.9) sind in den Bereichen der Täler Hirschental - Klausenbach , Farchtensee - Boden - Kreuzenbach, Steintal - Rosental und Weißenbachtal durch Topographieeffekte bedingt und existieren in dieser Form nicht.

Im nördlich davon verlaufenden nächsten Zug von karnischen Gesteinen treten punktuelle lokale Maxima in Carditaschichten und in Oberem Wettersteindolomit (Kellerbergfazies) im Bereich des Mitterberg auf. Im Bereich Meisnernock - Förolacher Alm - Farchtner See erweitert sich die Zone mit erhöhten Urangehalten und geht gegen Norden über in einen größeren Bereich mit diffusen Maxima, der über größere Anteile der Triasschichtfolge hinweggreift, ähnlich wie das am Ostrand des Messgebietes im Bereich zwischen Kamering, Auf der Eben und Rubland zu beobachten ist. Höhere Urangehalte weisen hier vor allem die Partnachschichten (plattige Kalke und Tonschiefer), der Hauptdolomit (in Kellerbergfazies), die Carditaschichten und z.T. der Hauptdolomit auf. Auch die in Zentrum der Triasschichtfolge als Muldenkern auftretenden Kössener Schichten, die hier vor allem in Form mächtiger Basiskalke ausgebildet sind, weisen erhöhte Urangehalte auf. Dies ist ein deutlicher Gegensatz zu den westlich und östlich anschließenden Vorkommen desselben Schichtglieds in derselben tektonischen Position, wo die Urangehalte kaum die Backgroundwerte überschreiten. Relativ geringere Urangehalte und kleine punktuelle Anreicherungen zeigt der Anteil des Hauptdolomits, der in heller, massiger bis gebankter Ausbildung vorliegt. Geringe Urangehalte weist auch der Alpine Muschelkalk auf. Ebenso bildet sich das Tal des Farchtner Sees mit seiner quartären Sedimentbedeckung als Minimum ab.

Sehr markante Maxima des Uran ergeben sich für den mächtigen Hauptdolomitzug zwischen dem Tal des Kreuzenbaches und dem Rosental. Diese treten sowohl über graubraunem, ± gebanktem bituminösem Hauptdolomit, der lokal Einschaltungen von braunschwarzem, stark bituminösem feinschichtigem Dolomit (z.T. Asphalt- bzw. Ölschiefer) führt, wie auch über hellem, massigem bis gebanktem nicht bituminösem Hauptdolomit. Die im Kern der Hauptdolomitmulde auftretenden Kössener Schichten heben sich durch relativ geringe Urangehalte ab. Eine Ausnahme bildet ein lokales, aber markantes Maximum in Kössener Schichten nordöstlich Boden im Bereich der Kote 1470 m.

Ein weiteres deutliches Maximum findet sich im Hauptdolomit westlich Kreuzen zwischen Kreuzenbach und Gailtalbach. Ein Maximum etwas weiter westlich zwischen Tschekeltal und Plotschach steht möglicherweise in Zusammenhang mit vulkanogenen Einschaltungen im Muschelkalk.

Über quartären Ablagerungen finden sich Maxima im Urangehalt im Bereich des Gailtalbaches zwischen Windischer Höhe und der Schlucht südlich Kreuzen, wo eine

mächtige Bedeckung durch Hangschutt, Schwemmkegel und rezente Talfüllungen auftritt. Das Maximum ist hier sehr wahrscheinlich durch Schutt des uranführenden Hauptdolomites bedingt.

Die im Verlauf des Bleiberger Tales auftretenden erhöhten Urangehalte sind durch die Moränenbedeckung gut erklärbar.

Für die Urangehalte zeigt sich, dass nach durchgeföhrter Topographiekorrektur die langgestreckten Aneinanderreihungen von Maxima zu scheinbar zusammenhängenden Ost-West streichenden Zügen, die parallel sowohl zum Streichen der Gesteinszüge, wie der Morphologie verlaufen, nicht existieren. Sie lösen sich in eine Anzahl punktueller lokaler Maxima auf. Die stärksten in der nicht topographiekorrigierten Auswertung (SEIBERL & HEINZ 1985) ausgewiesenen Maxima bleiben allerdings im Wesentlichen erhalten, sie werden nur z.T. in ihrer Intensität relativiert.

Eine gänzlich neue Situation ergibt sich aufgrund der Topographiekorrektur aber für die in der nicht korrigierten Darstellung auftretenden Maxima-Züge entlang der Ost-West streichenden Täler. Diese sind ausschließlich durch Topographieeffekte bedingt und fallen durch die Korrektur vollständig weg. Es ergibt sich sogar eine Umkehrung, sodass die in der nicht topographiekorrigierten Auswertung aufscheinenden West-Ost streichenden Maxima entlang des Weißenbachtales, entlang der Linie Steintal - Rosental - Rieder Bach, sowie die Maxima vom Farchtnersee über Boden entlang des Kreuzenbachtales in der korrigierten Auswertung als Minima aufscheinen.

Eine weitere Auswirkung der Topographieeffekte ist, dass sich die Schwerpunkte der Maxima in Richtung auf die Täler verschieben. Somit kann sich, auch wenn ein bestimmtes Maximum sowohl in der nicht korrigierten wie in der korrigierten Karte auftritt, doch dessen geographische Position verschieben.

### 3.3.3. Thorium (Abb. 18):

Großräumig betrachtet ergibt sich für das Thorium eine sehr ähnliche Verteilung wie für Kalium, das Goldeckkristallin im Norden und das Nötscher Karbon und Gailtalkristallin weisen, wie zu erwarten, deutlich höhere Thoriumgehalte auf als das karbonatische Mesozoikum des Drauzuges. Im Goldeckkristallin könnten die relativ stärksten Maxima eventuell in Zusammenhang mit Marmorzügen innerhalb der Quarzphyllite stehen, die oft mit Graphitschiefern vergesellschaftet sind (SEIBERL & HEINZ 1985). Eine eindeutige Zuordnung ist aber anhand der vorliegenden Daten nicht möglich.

Auch der mit Moränenstreu bedeckte Rücken von Hochegg (NW Zlan) weist recht hohe Thoriumwerte auf, wobei allerdings unklar ist, ob dieses Maximum auf das Moränenmaterial zu beziehen ist, oder eventuell auf das darunter liegende Goldeckkristallin.

Innerhalb des Karbons von Nötsch mit seinen insgesamt leicht erhöhten Thoriumgehalten könnten die Maxima eventuell durch die vulkanoklastische Serie der Badstubenbrekzie bedingt sein.

Eine Kette von kleinen, aber deutlichen positiven Thoriumanomalien findet sich am Nordrand des Drauzuges in der siliziklastischen Basalserie der Trias. Diese ist hier aus Bunsandstein (bunte gebankte Konglomerate, Sandsteinen mit Gerölllagen und Siltsteine), sowie Werfener Schiefern (grünlichgraue Schiefer mit reichlich Streuglimmer, graue bis hellbraune eisenschüssige Sandsteinlagen, sowie vereinzelte karbonatische Rauhwacken) aufgebaut (SCHÖNLAUB 1989). Die

Thoriummaxima innerhalb dieser Serie könnten durch seifenartige Anreicherungen von Schwermineralen bedingt sein, die allerdings lokal unterschiedliche Zusammensetzung besitzen, da manche Thoriummaxima mit Uranmaxima übereinstimmen, andere aber keine erhöhten Urangehalte aufweisen.

Innerhalb des karbonatischen Mesozoikums finden sich einige kleinere Thoriummaxima in unterschiedlichen Gesteinstypen.

Ein Maximum im Bereich des Riednock überstreicht Unterer Wettersteinkalk und Oberen Wettersteindolomit in Kellerbergfazies, sowie Partnachschichten in Form dunkelgrauer Plattenkalke mit Schieferlagen.

Erhöhte Thoriumwerte und diffuse, quer über die Triasschichtfolge sich erstreckende Maxima finden sich im Ostteil des Messgebietes im Bereich Kamerling - Pöllan – Rubland. Die Thoriumverteilung entspricht hier weitgehend der beim Kalium vorgefundenen Situation. Das Tal des Kreuzenbaches tritt als markantes Minimum hervor.

Ein deutliches Maximum im Bereich des Höhenrückens der Gasseralm und Wiederschwinger Alm ist eindeutig an die Kössener Schichten gebunden, die sich hier aus plattigem Basiskalk mit Kalk- und Dolomitgerölle, sowie geschichteten bis gebankten Kalken mit Mergel- und Tonschieferereinschaltungen aufbauen (SCHÖNLAUB 1989). Auch in der westlichen Fortsetzung des Zuges von Kössener Schichten treten leicht erhöhte Thoriumwerte auf, mit Maxima analog zum Kalium. Lokale Maxima des Thoriums treten in karnischen Carditaschichten in den Bereichen Mitterberg, südlich Paternioner Alm und Köstendorfer Alm auf. In diesen Arealen befinden sich zahlreiche alte Bergbaue. Ein kleines, aber deutliches Thoriummaximum, das nicht mit Kalium korreliert, tritt in Carditaschichten und Hauptdolomit im Bereich der Förolacher Alm auf. Es liegt dort im Schnittbereich von Störungen. Ein kleines lokales Thoriummaximum südlich der Stefaner Alm ist offensichtlich durch eingeschuppten Buntsandstein bedingt.

Die Ursache für das markante Thoriummaximum im Schuttareal südlich der Hadesdorfer Alm ist zur Zeit unbekannt.

Ebenfalls nur schwer zu interpretieren sind die erhöhten Thoriumgehalte im Gailwaldbachtal nördlich der Windischen Höhe im Bereich der Pöllandalm, wo eine mächtige Schuttbedeckung auftritt, die umgebenden Gesteine aber nur geringe Thoriumgehalte aufweisen. In all diesen Bereichen entsprechen den Thoriumanomalien auch erhöhte Werte des Kaliums.

Erhöhte Zählraten für Thorium entlang der Täler sind in den allermeisten Fällen durch Topographieeffekte bedingt, nach durchgeföhrter Korrektur finden sich entlang der Täler fast durchwegs durchschnittliche Thoriumgehalte.

### 3.4. Ausblick

Die Auswertungen werden auf Magnetik (Abb. 21) und Elektromagnetik (Abb. 20) ausgedehnt. Dabei sollen vor allem die Interpretationsmöglichkeiten in Hinblick auf Massenbewegungen und Tektonik untersucht werden. Weiters wurde begonnen, Luft- und Satellitenbilddaten mit den aerogeophysikalischen Daten zu korrelieren.

Markante radiometrische Anomalien, die an die Kössener Schichten gebunden sind, sollen mittels bodengeophysikalischer und geochemischer Untersuchungen in Detail analysiert werden.

## 4. Infrarot-Spektrometrie (Mitarbeit: Robert Faber und Klemens Grösel)

### 4.1 Einleitung

Ziel der Untersuchungen ist die Evaluierung der Einsatzmöglichkeiten der IR-Spektrometrie (bzw. in naher Zukunft von hyperspektralen Fernerkundungsdaten) für die Identifizierung unterschiedlicher Böden und deren Festgesteinssubstrat. Bisher wurde die IR-Spektrometrie hauptsächlich in der Lagerstättensuche mit dem Ziel der Erkennung von Alterationszonen eingesetzt. Hierbei ist es wichtig, Mineralphasen und deren Konzentration, die typisch für eine Anreicherung der gesuchten Bodenschätze sind, zu identifizieren und zu quantifizieren. Diese häufig bei hydrothermalen Alterationsprozessen gebildeten Minerale sind auf Grund ihrer charakteristischen Spektren sehr gut für die IR-Spektrometrie geeignet.

Diese Untersuchungen stellt den Versuch der Ausweitung der Einsatzmöglichkeiten der IR-Spektrometrie auf allgemeine lithologisch bzw. pedologische Fragestellungen dar. Erschwerende Faktoren, die auf Grund der Aufgabenstellung beachtet werden müssen, sind:

- a) häufiges Auftreten von Mineralen, die keine besonders charakteristischen Absorptionseigenschaften besitzen (Quarz, Feldspäte)
- b) Böden sind in der Regel vielphasige Systeme, mit jeder zusätzlichen Mineralphase steigt die Schwierigkeit für eine korrekte Identifikation stark an.
- c) Es darf keine besondere Probenaufbereitung zur Verbesserung der Messergebnisse erfolgen, da diese bei hyperspektralen Datensätzen, die von Flugzeugen oder Satelliten aufgezeichnet werden, natürlich nicht möglich ist.
- d) Da eine Verbindung zwischen punktuellen Bodenmessungen und großen Gebieten erfassende Fernerkundungsdaten hergestellt werden soll, muss einerseits besonders auf die Varianz innerhalb einer Probe und andererseits auf die Varianz von Proben innerhalb der selben lithologischen bzw. pedologischen Einheit geachtet werden. Korrelieren Messungen innerhalb derselben Einheit nicht, so muss unbedingt abgeklärt werden, welche Faktoren hierfür verantwortlich sind.

Da zu erwarten war, dass die Komplexität der Böden und das Vorhandensein von Mineralen, die nur schlecht für die IR-Spektrometrie geeignet sind, vorhandene Auswertungsalgorithmen vor Probleme stellen würden, musste folglich deren Tauglichkeit überprüft werden.

Als Messgerät wurde ein PIMA SP IR-Spektrometer verwendet. Dieses Gerät besitzt eine interne Lichtquelle und misst die Intensität der von der Probe reflektierten elektromagnetische Strahlung im Bereich von 1300 bis 2500 nm. Die genauen Spezifikationen des Geräts sind in BELOCKY et al. 1999 angeführt.

Der einzige Parameter, der bei späteren Befliegungen eines Untersuchungsgebietes extern bestimmt werden kann, ist der Zeitpunkt. Es ist somit zu evaluieren welchen Einfluss unterschiedliche Witterungsbedingungen (im Besonderen: die Feuchtigkeit) auf die Qualität der Messungen haben – wann also für eine Befliegung optimale Bedingungen herrschen, bzw. mit welchen Limitationen gerechnet werden muss, wenn diese nicht gegeben sind.

Bodenmessungen haben gegenüber Fernerkundungsdaten folgende Vorteile: Auf Grund der geringen Distanz zur Probe entfällt der Einfluss der Atmosphäre, das Signal-Rausch Verhältnis ist wesentlich höher (die Qualität der Messung folglich besser) und bodengestützte Geräte besitzen in der Regel eine feinere spektrale Auflösung. Diese Faktoren müssen natürlich bei der Übertragung der Ergebnisse auf Fernerkundungsdatensätze berücksichtigt werden.

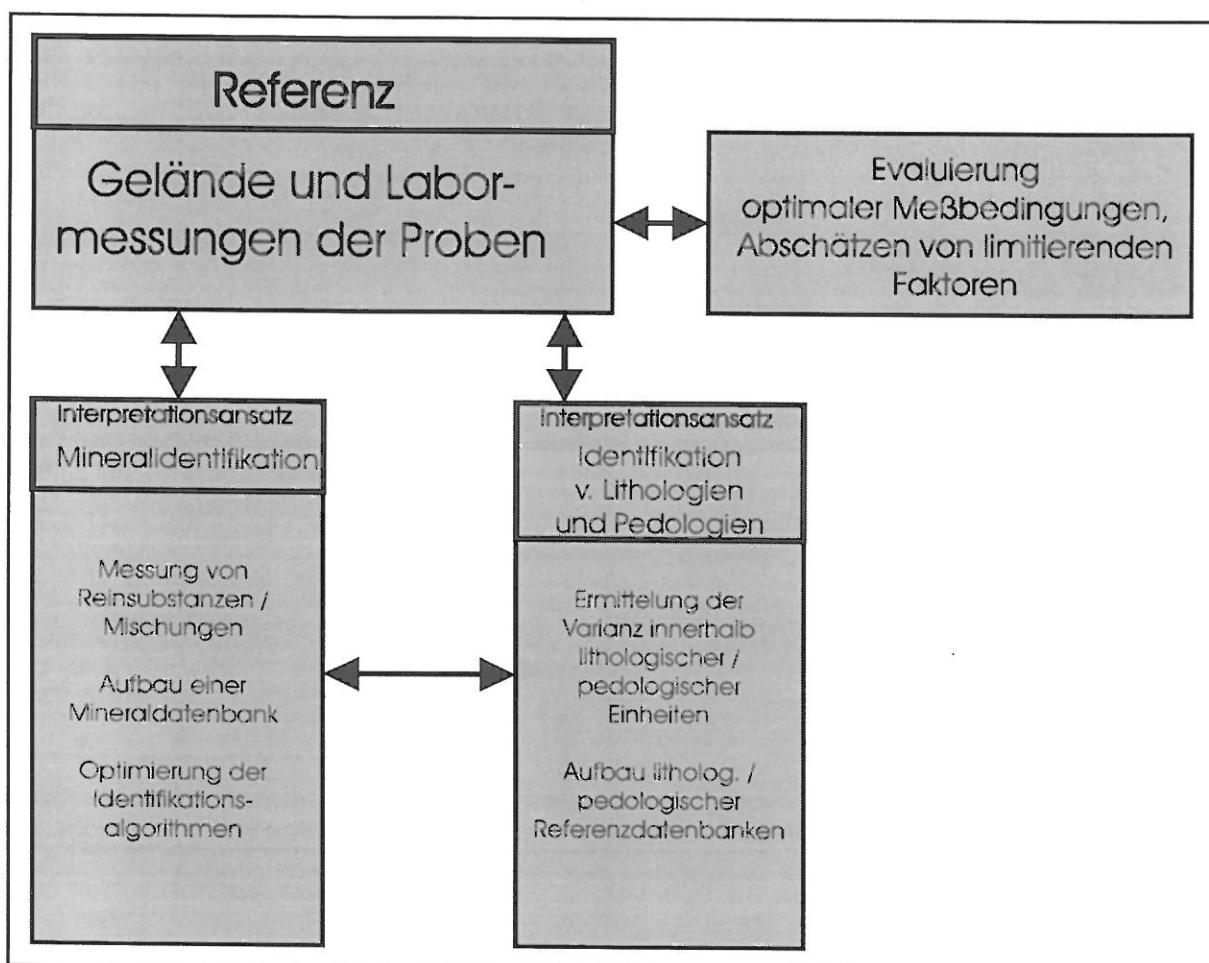


Abb. 22 : Arbeitsablauf zur Evaluierung der Einsatzmöglichkeit der IR-Spektrometrie zur Charakterisierung von Boden und deren Festgesteinuntergrund.

Abb. 22 zeigt schematisch den konkreten Arbeitsablauf. Im Vorfeld und während der Messkampagne im Gelände und im Labor wurden eine *Evaluierung optimaler Messbedingungen* und eine *Abschätzung von limitierenden Faktoren* vorgenommen, um ideale Messergebnisse zu erhalten und repräsentative Ergebnisse für eine Bewertung der Anwendungsmöglichkeiten hyperspektraler Fernerkundungsdaten für die Bodenkartierung zu erhalten.

In der 1. Auswertephase stand die *Mineralidentifikation* im Vordergrund. Durch *Messungen von Reinsubstanzen* und *Mineral-Mischungen*, durch den *Aufbau von Mineraldatenbanken* (Spektral-Bibliotheken) und durch die *Optimierung des Identifikationsalgorithmus* wurden charakteristischen Absorptionsfeatures der Bodenspektren einzelne Mineralphasen zugeordnet.

Mit den gesammelten Erfahrungen aus der 1. Auswertephase wurden die Bodenspektren in der 2. Auswertephase hinsichtlich der Identifikation von Lithologien und Pedologien analysiert. Die Spektren wurden im Hinblick auf die *Varianz innerhalb lithologischer/pedologischer Einheiten* untersucht. Ein weiteres Ziel war der *Aufbau von lithologischen und pedologischen Referenzdatenbanken*.

## 4.2 Geländemessungen

Die Auswahl der Messpunkte erfolgte nach folgenden Kriterien:

- a) möglichst zentrale Lage innerhalb einer geologischen Einheit
- b) Abdeckung der verschiedenen Bodentypen innerhalb dieser Einheit

Eine möglichst zentrale Lage innerhalb einer Lithologie sollte sicherstellen, dass der Einfluss anderer Gesteinstypen möglichst gering ausfällt. Mit der Abdeckung der verschiedenen Bodentypen sollte wiederum erreicht werden, dass annähernd die gesamte Variationsbreite innerhalb dieser Lithologie abgedeckt wird.

Es wurde darauf geachtet Bodenproben der obersten Schichte zu nehmen. In landwirtschaftlich genutzten Gebieten kommt es durch die Feldbestellung häufig zu einer Durchmischung der verschiedenen Bodenhorizonte A und B sowie in manchen Fällen auch dem C-Horizont. Auf diese Faktum wurde Bedacht genommen, um die Evaluierung der Anwendungsmöglichkeit hyperspektraler Fernerkundungsdaten nicht zu verfälschen.

#### 4.2.1. Böden

Die Umwandlung der ursprünglichen Minerale im Zuge der Verwitterung ist im wesentlichen abhängig von vier umweltbedingten Faktoren:

- a) Ausgangs-, Muttergestein
- b) Klima - Wasserangebot
- c) Lebende Organismen (Fauna und Flora - Vegetation)
- d) Exposition - Topographie

Kenn Bodentyp Nr.	Beschreibung	Tiefe	Relief	Kalk- gehalt %	Humus	pH	Probe n
2 Auboden	kalkhaltig, grau	>70c m	flach (<5°)	21	1	7.8	27
3 Auboden	kalkhaltig, grau	>70c m	flach (<5°)	23	0.9	7.9	26
4 Auboden	kalkhaltig, grau	>70c m	flach (<5°)	25.5	1.3	7.5	25
5 Auboden	kalkhaltig, grau, vergleyt	>70c m	flach (<5°)	23	1.5	7.8	22
8 Tschernose	aus feinem Schwemmmaterial, über Schotter	<70c m	flach (<5°)	16	1.6	7.8	21
9 Tschernose	aus feinem Schwemmmaterial	>70c m	flach (<5°)	13.5	2	7.4	24
25 Pararedsina	lehm.-sandig. Feinmaterial mit Schotter, Kies	>70c m	flach (<10°)	50	1.4	7.6	3
28 Tschernose	Lößmaterial	>70c m	flach (<5°)	24	0.8	7.7	2
29 Tschernose	Lößmaterial	>70c m	flach (<5°)	15	1.7	7.6	11,12,13,16
30 Tschernose	Lößmaterial	>70c m	flach (<5°)	24	1.2	7.6	15
31 Tschernose	Lößmaterial	>70c m	flach (<5°)	33	0.7	7.9	11,15
32 Braunerde	kalkfrei, aus saurem Gestein	<30c m	flach (<10°)	0	2.3	5.7	1
35 Braunerde	kalkhaltig, aus Löß	>70c m	flach (<10°)	28	2	7.6	17
44 Rigolboden	kalkhaltig, aus Löß	>70c m	flach (<10°)	11	2	7.8	19
46 Rigolboden	kalkhaltig, aus lehmig-sandigen Material und Schotter/Kies	<70c m	flach (<10°)	1.2	2.8	7.2	18

Tabelle 5: Bodenparameter der Proben nach HELLMANN 1979

In gemäßigten Breiten sind die Ausgangsmineralien von Löß, Auensedimenten, Ton- und Kalkgesteinen recht stabil, sodass Böden über diesen Lithologien starke

mineralogische Affinität zum Untergrund haben. Häufig vorkommende Tonminerale sind Illit, Smektit und bei älteren Bodenbildungen Chlorit.

Unter tropischen Bedingungen führt die Verwitterung von sauren Gesteinen zur Bildung von Smektit, Goethit und unter besonders wasserreichen Bedingungen zur Bildung von Kaolin und Hämatit. Die Kaolinlagerstätten innerhalb der Böhmischem Masse sind ein deutliches Zeichen für die ehemals tropische Bodenbildung im Tertiär. Unter dem heute herrschenden Klima würden dagegen eine an Illit und Vermiculit reiche Braunerden entstehen.

Die Bodenproben im Gebiet von Krems und nördlich wurden nach der Bodenkartierung von HELLMANN 1979 auf den in Tabelle 5 aufgelisteten Böden genommen: (Insgesamt wurden 13 Bodenkarten für die Auswertungen bearbeitet.)

#### 4.2.1.1. Böden über kristallinem Untergrund (Böhmischa Masse)

Das erste Zielgebiet stellte hierbei die Böhmischa Masse dar. Es wurden im Laufe dieser Messreihe Böden, die sich auf Gesteinen der Monotonen Serie, des Rastenberger Granodiorits, des Weinsberger Granits, des Gföhler Gneises und etlicher kleinerer Gesteinsvorkommen gebildet hatten, infrarot-spektrometrisch gemessen (siehe Tabelle 6, Böhmischa Masse).

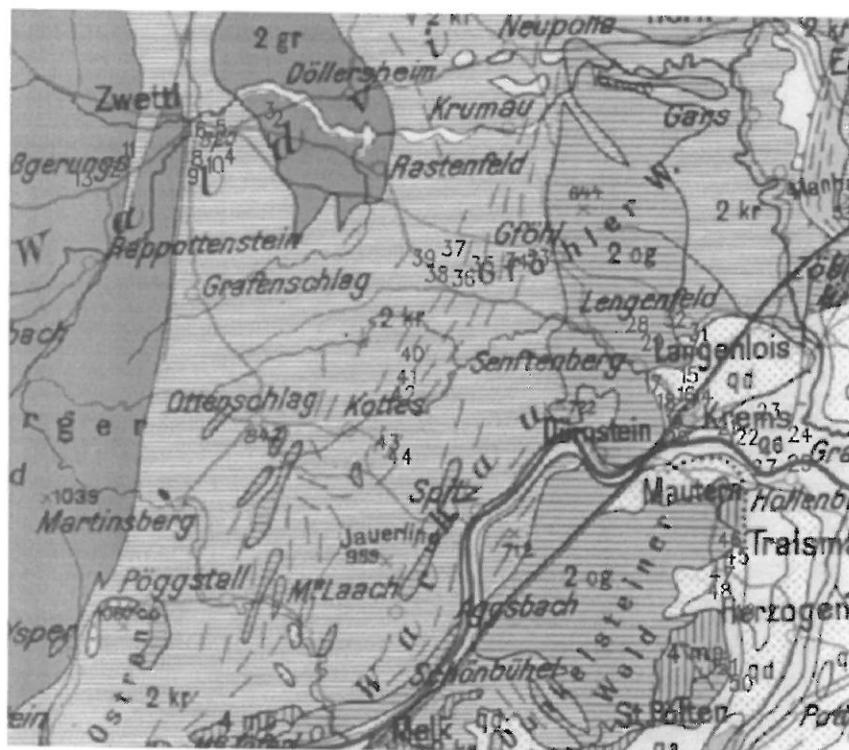


Abb. 23: Lage der Probenahmepunkte 1 - 51: Böhmischa Masse, Molassezone

Probe	x (M_34)	y (M_34)	Lithologie	Bodenart	Kartenblatt
1	670475	385000	Rastenberger Granodiorit	kalkfreie Felsbraunerde	19
2	670450	385200	Rastenberger Granodiorit	kalkfreie Felsbraunerde	19
3	670250	385525	Rastenberger Granodiorit	entwässerter, kalkfreier Extremer Gley	19
4	666925	384450	Monotone Serie	kalkfreie Felsbraunerde	19
5	666600	384700	Monotone Serie	kalkfreie Felsbraunerde	19
6	666450	384600	Monotone Serie	kalkfreie Felsbraunerde	19
7	666700	384700	Monotone Serie	kalkfreie Felsbraunerde	19
8	665675	383750	Monotone Serie	kalkfreie Felsbraunerde	19
9	665500	383600	Monotone Serie	kalkfreie Felsbraunerde	19
10	665800	383900	Monotone Serie	kalkfreie Felsbraunerde	19
11	661325	383525	Weinsberger Granit	kalkfreie Felsbraunerde	19
12	660350	382900	Weinsberger Granit	kalkfreie Felsbraunerde	19
13	658100	381850	Weinsberger Granit	kalkfreie Felsbraunerde	19
28	695050	372000	Syenitgneis	Ranker	38
29	695250	371750	Graphit, Quarzit, Syenitgranit	kalkfreie Felsbraunerde	38
30	697850	372800	Rehberger Amphibolit	kalkfreie Felsbraunerde	38
31	697700	372950	Rehberger Amph. (O-Gneis)	kalkfreie Felsbraunerde	38
32	697400	373200	Paragneis	kalkfreie Felsbraunerde	38
33	687600	377300	Gföhler Gneis	kalkfreie Felsbraunerde	20
34	686200	377100	Amph./Paragneislagen	kalkfreie Felsbraunerde	20
35	683200	376500	Ultrabasit, meist Serpentinit	Ranker	20
36	682325	376450	Marmor	kalkfreie Felsbraunerde	20
37	682525	376750	Marmor	kalkfreie Felsbraunerde	20
38	681850	376700	Quarzit, Paragneis	kalkfreie Felsbraunerde	20
39	680150	377250	Dobragneis	kalkfreie Felsbraunerde	20
40	679400	370800	Mischzone	kalkfreier Gley	37
41	678900	368550	Paragneis	kalkfreie Felsbraunerde	37
42	678825	368150	Kalksilikatfels	kalkfreie Felsbraunerde	37
43	677800	364900	Amphibolit	silikatische Felsbraunerde	37
44	678600	364000	Amphibolit	silikatische Felsbraunerde	37

Tabelle 6: IR-spektrometrische Messungen an Böden in der Böhmischem Masse

#### 4.2.1.2. Böden über tertiärem / quartärem Untergrund (Molassezone)

Innerhalb der zweiten Messreihe wurden Lößböden, Talböden der Donau und Böden in der Molassezone beprobt (siehe Tabelle 7, Böden über tertiärem / quartärem Untergrund).

Probe	x (M_34)	y (M_34)	Lithologie	Bodenart	Kartenblatt
14	698525	368550	Löß, Lehm	Tschnosem	38
15	697975	369300	Löß, Schotteruntergrund	Tschnosem	38
16	697675	368250	Löß, Lehm	Tschnosem	38
17	695450	368925	Kalk- und Flyschgrobschotter	kalkhaltige Lockersed.braunerde	38
18	696350	367800	Kalk- und Flyschgrobschotter	kalkhaltiger Rigolboden	38
19	696375	367050	Löß, Lehm	kalkhaltiger Rigolboden	38
20	696900	365300	Löß, Lehm	kalkhaltiger Rigolboden	38
21	701050	364975	Schotter, Sand, Lehm	Tschnosem	38
22	701325	364525	Schotter, Sand, Lehm	vergleyter kalkhaltiger Grauer Auboden	38
23	701750	364800	Schotter, Sand, Lehm	Tschnosem	38
24	703200	363875	Schotter, Sand, Lehm	Tschnosem	38
25	703625	363475	Schotter, Sand, Lehm	kalkhaltiger Grauer Auboden	38
26	703225	363050	Schotter, Sand, Lehm	kalkhaltiger Grauer Auboden	38
27	701575	362250	Schotter, Sand, Lehm	kalkhaltiger Grauer Auboden	38
45	698900	357800	Sand	kalkhaltiger Lockersediment-Rohboden	38
46	698700	358050	Sandboden	kalkhaltiger Lockersediment-Braunerde	38
47	699850	356300	Konglomerat	kalkhaltiger Gley	38
48	700100	356100	Konglomerat	kalkhaltige Lockersediment-Braunerde	38
49	701300	354700	Konglomerat	kalkhaltige Felsbraunerde	38
50	701200	350150	Sande, Mergel	Parabraunerde	38
51	700450	350100	Sande, Mergel	Parabraunerde	38

Tabelle 7: IR-spektrometrische Messungen an Böden über tertiären / quartären Untergrund

#### 4.2.1.3. Böden über Flysch und kalkalpinem Untergrund

Die dritte Messserie wurde in der Flyschzone und in den Nördlichen Kalkalpen durchgeführt (siehe Tabelle 8: Böden über Flysch und kalkalpinem Untergrund).

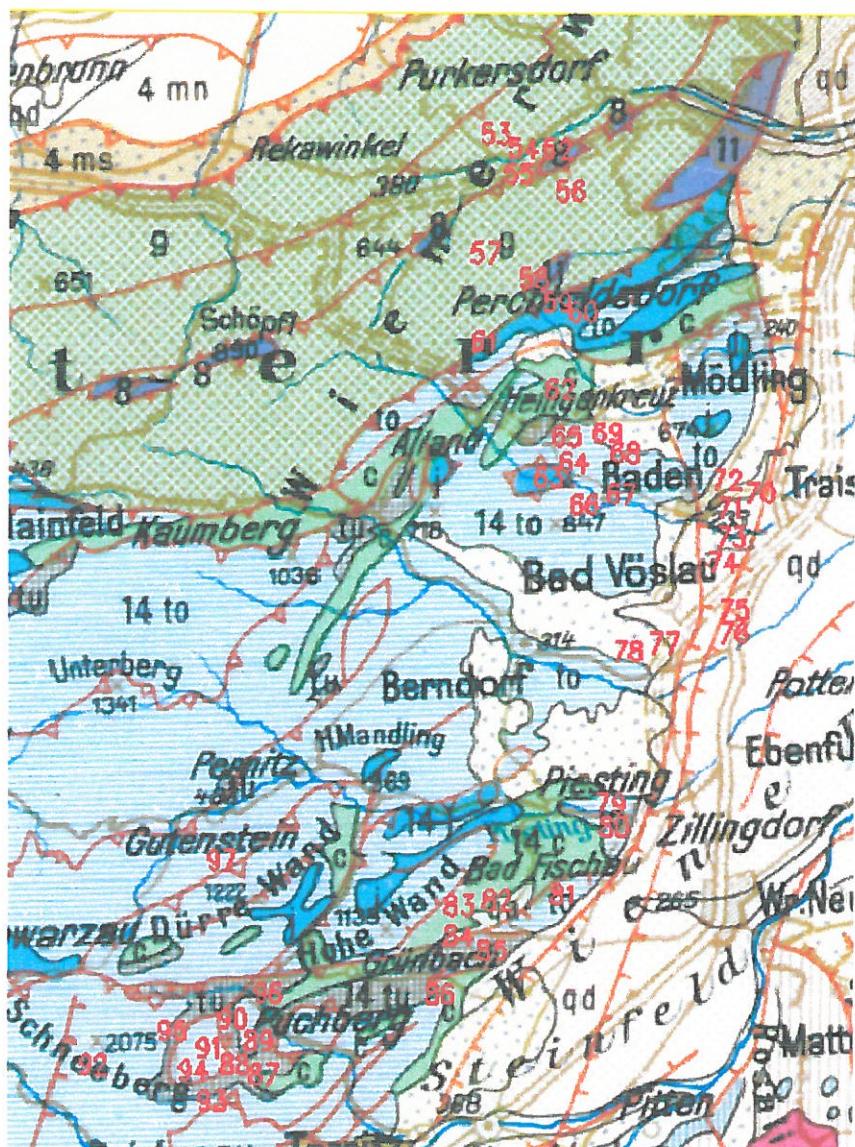


Abb. 24 : Lage der Probenahmepunkte 52 - 97:  
**Flyschzone, Kalkalpen**

Hintergrund: VETTERS H. 1933: Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete - 1:500 000.

Probe	x (M_34)	y (M_34)	Lithologie	Bodenart	Kartenblatt
52	737450	342750	Flysch (Mergel, Sandsteine)	Waldboden	58
53	734800	343850	Flysch (Mergel, Sandsteine)	Waldboden	58
54	736150	343400	Flysch (Mergel, Sandsteine)	entkalkter Pseudogley	58
55	737400	342000	Flysch (Mergel)	entkalkter Pseudogley	58
56	737800	341450	Quarzsandstein	Waldboden	58
57	734300	337600	Flysch (Mergel, Sandsteine)	Waldboden	58
58	736925	335700	Tonmergel, Sandstein	kalkfreier (Typischer) Pseudogley	58
59	738100	335000	Tonmergel, Sandstein	kalkfreier (Typischer) Pseudogley	58
60	739500	334500	Tonmergel, Sandstein	vergleytes, kalkfreies Krumenkolluvium	58
61	734400	332900	Tonmergel, Sandstein	kalkfreier (Typischer) Pseudogley	58
62	738275	330400	Kieselkalk	entkalkter Typischer Gley	58
63	737700	325750	Schotter, Kongl., Breccie	vergleytes, entkalktes Krumenkolluvium	58
64	738600	325000	Ton, Tonmergel, Mergel, S., Sch.	vergleytes, entkalktes Krumenkolluvium	58
65	738750	325100	Schotter, Kongl., Breccie	vergleytes, entkalktes Krumenkolluvium	58
66	739625	324300	Ton, Tonmergel, Mergel, S., Sch.	vergleytes, entkalktes Krumenkolluvium	58
67	741550	324900	Dolomit	Waldboden	58
68	741750	327050	Rauhwacke, bunter Tonschiefer	Braunlehm	58
69	740800	328100	Turbiditserie	Braunlehm	58
70	747900	324400	Tonmergel	Tschernosem	58
71	747600	324500	Tonmergel	Tschernosem	58
72	747100	324700	Süßwasserkalke	Tschernosem	58
73	747400	323800	Kalksandstein	Tschernosem	58
74	746900	321300	Schotter, Konglomerat und Breccie	Tschernosem	58
75	747500	318800	Schotter, Sande, Lehm	kalkhaltiger, allochtoner Brauner Auboden	58
76	747500	317600	Schotter	Tschernosem	76
77	743000	316800	Schotter	kalkhaltige Lockersediment - Braunerde	76
78	741900	316600	Ton/Mergel	kalkhaltige Feuchtschwarzerde	76
79	741000	308500	Ton/Sand/Mergel	verbraunte Mull-Pararendsina	76
80	741200	307300	Sand/Konglomerat	Tschernosem	76
81	738600	303700	Kalk/Kalkkonglomerat	kalkhaltige Felsbraunerde	76
82	735000	303400	Tonmergel	kalkhaltige Felsbraunerde	76
83	733000	303100	Sandstein/Ton/Kohle	kalkhaltige Felsbraunerde	76
84	733000	301500	Konglomerat	kalkfreie Felsbraunerde	76
85	734200	300900	Sandstein	Waldboden	76
86	732000	298400	Ton	überlagerte, kalkhaltige Feuchtschwarzerde	76
87	722000	295300	Konglomerat	karbonatischer Braunlehm	75
88	721300	295600	grauer Tonschiefer	kalkhaltige Felsbraunerde	75
89	720700	296300	Gips	karbonatischer Braunlehm	75
90	720800	296300	Gips	kalkhaltiges Anmoor	75
91	720300	296000	Gips	kalkhaltige Felsbraunerde	75
92	713600	294600	Kalk	Waldboden	75
93	719900	292700	Kalk	Waldboden	75
94	718900	294300	Dolomit	Waldboden	75
95	717800	296400	Dolomit	Waldboden	75
96	722900	298400	Sandsteine	Braunlehm	75
97	720400	305400	Dolomit	Pararendsina	75

Tabelle 8: IR-spektrometrische Messungen an Böden über Flysch und kalkalpinem Untergrund

#### 4.2.1.4. Böden über penninischen Einheiten

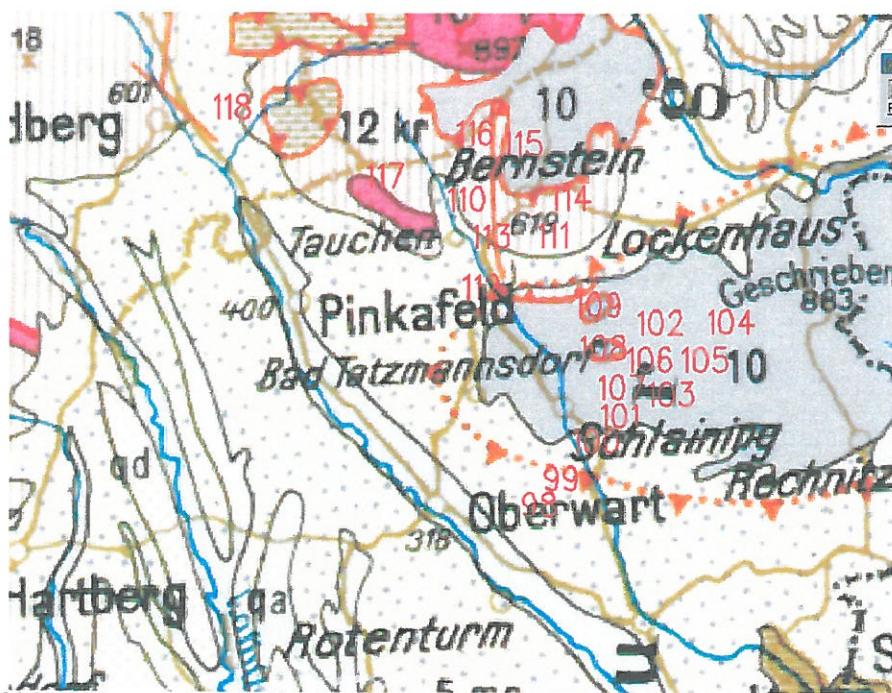


Abb. 25 : Lage der Probenahmepunkte 98-118:Penninikum  
Hintergrund: VETTERS H. 1933: Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete - 1:500 000.

Probe	x (M_34)	y (M_34)	Lithologie	Bodenart	Kartenblatt
98	741900	239500	Schluff, Kies	vergleyte, kalkfreie L-Braunerde	137
99	742700	239800	Schwemmland, Aulehm	vergleyter, kalkfreier Brauner Auboden	137
100	743900	241400	Schluff	Ortsgebiet	137
101	745000	245330	Kalkphyllit	Felsbraunerde	137
102	745600	245500	künstlicher Absatz	vergleyter, kalkfreier Brauner Auboden	137
103	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
104	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
105	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
106	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
107	745000	243700	Grünschiefer	Felsbraunerde	137
108	744300	245620	Phyllit	Felsbraunerde	137
109	744040	248190	Sd, Sdst, Kongl	Reliktpseudogley	137
110	745100	252100	Serpentinit	Felsbraunerde	137
111	745300	251300	Metatuffe,-tuffite,-elite	Felsbraunerde	137
112	745140	250680	Glimmerschiefer	Felsbraunerde	137
113	744800	251200	Serpentinit	Waldboden	137
114	745160	252650	Serpentinit	Felsbraunerde	137
115	745800	255750	Phyllit	Felsbraunerde	137
116	745300	256400	Q-Phyllit	Felsbraunerde	137
117	738300	257860	Metatuffe,-tuffite,-elite	kalkfreie Felsbraunerde	137
118	733050	260420	Bio-Gneis	keine Bodenkarte vorhanden	137

Tabelle 9: IR-spektrometrische Messungen an Böden über Penninikum

#### 4.2.1.4. Böden über penninischen Einheiten



Abb. 25 : Lage der Probenahmepunkte 98-118:Penninikum  
Hintergrund: VETTERS H. 1933: Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete - 1:500 000.

Probe	x (M_34)	y (M_34)	Lithologie	Bodenart	Kartenblatt
98	741900	239500	Schluff, Kies	vergleyte, kalkfreie L-Braunerde	137
99	742700	239800	Schwemmland, Aulehm	vergleyter, kalkfreier Brauner Auboden	137
100	743900	241400	Schluff	Ortsgebiet	137
101	745000	245330	Kalkphyllit	Felsbraunerde	137
102	745600	245500	künstlicher Absatz	vergleyter, kalkfreier Brauner Auboden	137
103	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
104	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
105	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
106	746200	244900	künstl. Aufschüttung, Haldenmaterial	Ortsgebiet	137
107	745000	243700	Grünschiefer	Felsbraunerde	137
108	744300	245620	Phyllit	Felsbraunerde	137
109	744040	248190	Sd, Sdst, Kongl	Reliktpseudogley	137
110	745100	252100	Serpentinit	Felsbraunerde	137
111	745300	251300	Metatuffe,-tuffite,-pelite	Felsbraunerde	137
112	745140	250680	Glimmerschiefer	Felsbraunerde	137
113	744800	251200	Serpentinit	Waldboden	137
114	745160	252650	Serpentinit	Felsbraunerde	137
115	745800	255750	Phyllit	Felsbraunerde	137
116	745300	256400	Q-Phyllit	Felsbraunerde	137
117	738300	257860	Metatuffe,-tuffite,-pelite	kalkfreie Felsbraunerde	137
118	733050	260420	Bio-Gneis	keine Bodenkarte vorhanden	137

Tabelle 9: IR-spektrometrische Messungen an Böden über Penninikum

#### 4.2.2. Bohrung Pulkau S1

Mit dem PIMA - Infrarot-Spektrometer wurden ebenfalls Bohrkerne des Bohrprofils der Bohrung Pulkau S1 im westlichen Weinviertel gemessen.

Innerhalb dieses Bohrprofils befinden sich vulkanische Tuffit-Horizonte, deren Tonmineralgehalt von besonderem Interesse waren. Von den vorhandenen Kernstrecken lagen bereits Röntgendiffraktionsanalysen vor, sodass deren (Ton)-Mineralgehalt bekannt war.

Folgende Ergebnisse waren durch diese Messungen zu erwarten:

- Überprüfung des PIMA-Gerätes im Zusammenhang mit der Unterscheidung der Tonmineralien Smectit, Kaolinit, Illit usw.. Diese Tonmineralphasen nehmen ebenfalls bei den zu messenden Bodenproben aller Voraussicht nach einen beträchtlichen Anteil ein.
- Rasche Detektion von quellfähigen Tonen und somit geogener Risiken mittels PIMA-IR-Geräten.
- Einsatz der IR-Spektroskopie bei der Prospektion von rohstoffrelevanten Tonmineralien. Smectite sind die Hauptmineralien der wirtschaftlich bedeutsamen Bentonite. Sie finden vielseitig technische Verwendung (z.B. als Adsorbentien, Klebemittel bei Gießereisanden, Spülmittel bei Tiefbohrungen, usw. (SCHACHTSCHABEL et al. 1992).

Über die gesamte Kernstrecke wurden 54 Bereiche gemessen. In der 4,5 m mächtigen Tuffit (Bentonit)-Lage wurden 11 Messungen durchgeführt.

#### 4.2.3. Messungen in Bergbaugebieten

Messungen in Bergbaugebieten wurden ebenfalls in die Messkampagne miteinbezogen, um abklären zu können, ob Böden über Haldenkörpern, Schlammtichen oder sonstigen mit Abraum bedeckten Bergbauarealen von Bereichen mit anstehendem Muttergestein untergrund in Infrarotspektren unterscheidbar sind? Ist mit dieser Technologie eine Möglichkeit gegeben, solche potentiellen Gefährdungsareale rasche und kostengünstig abzugrenzen? Ist diese Methode somit auch für Überfliegungen mit Hyperspektral-Scannern (flugzeug- oder satellitengestützt) geeignet?

Diese Fragen standen im Vordergrund bei Messungen im Areal des

- Gipsbergbaus in Pfennigbach (Niederösterreich)
- Antimonbergbaus Schlaining (Burgenland) und des
- Sideritbergbaus im Bereich des Steirischen Erzberges.

#### 4.2.4. Messvorgang

Zu Anfang des Messprogramms wurde das Messgerät (PIMA II Infrarotspektrometer) im Gelände mitgeführt. An jedem Messpunkt wurde sowohl von feuchten als auch von trockenen Stellen Messungen durchgeführt, um anschließend die Qualität der Messungen in Abhängigkeit vom Wassergehalt bestimmen zu können (Abb.26: Reflexion in Abhängigkeit vom Wassergehalt). Die rote Messkurve zeigt eine Messung, die an einem nassen Boden der Monotonen Serie durchgeführt wurde, grün repräsentiert einen noch recht feuchten und die blaue Kurve eine Messung an einem trockenen Bodenabschnitt. Eine deutliche Zunahme des Detailreichtums des Absorptionsspektrums ist zu beobachten.

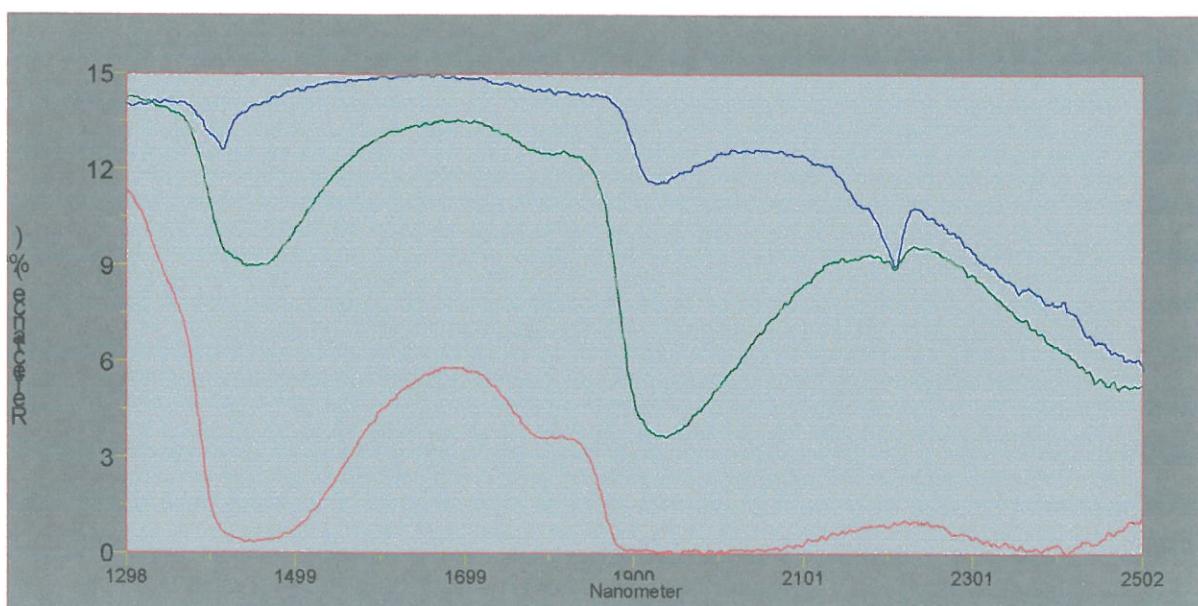


Abb. 26 : Reflexion in Abhängigkeit vom Wassergehalt, Bodenprobe 10 (Monotone Serie); rot ... nasser Boden, grün ... feucht, blau ... trocken) Zum besseren Vergleich wurde die blaue Kurve um 23% abgesenkt

Darüber hinaus wurden von allen Punkten Bodenproben genommen, die im Labor getrocknet und mit dem Infrarotspektrometer gemessen wurden (siehe Kap. 3.4 Labormessungen).

In einigen Fällen – soweit dies möglich war – wurden auch Festgesteinssproben genommen.

## 4.3. Labormessungen

### 4.3.1. Nachmessen der Geländeproben

Diese Messungen sollten in erster Linie folgende Fragen beantworten:

- a) Welche Rolle spielt der Wassergehalt der Probe
- b) Wie hoch ist die Reproduzierbarkeit der Messungen, die Streuung der Messwerte innerhalb einer Probe, der Einfluss von Verklumpungseffekten

Zwar war schon im Gelände an einem Messpunkt nach Möglichkeit immer feuchte und trockenere Stellen gemessen worden, doch wären Unterschiede in der Zusammensetzung auch innerhalb weniger Meter nicht gänzlich auszuschließen. Weiters war auch von Interesse, ob sich die Qualität der Messung durch weiteres Trocknen der Probe noch steigern ließ. Um andere Faktoren (Abstand zur Probe, Winkel Messgerät – Probe) auszuschließen, wurde eine einfache Messplattform mit Hebebühne gebaut. Da es sich bei dem Messgerät um ein aktives IR-Spektrometer handelt (es besitzt eine eigene Infrarotlichtquelle), kann bei einem Messvorgang lediglich eine etwa  $0,5 \text{ cm}^2$  große Fläche erfasst werden. Daher war es von Bedeutung nachzuweisen in welchen Umfang die Messergebnisse innerhalb einer Bodenprobe schwanken – wie repräsentativ die einzelnen Messung folglich sind.

Um das Verhalten bezüglich Verklumpung zu testen, wurden Proben in unbehandelten und mit einem Mörser gemahlenen Zustand gemessen. Während im Labor Verklumpungen relativ einfach – mit einem Mörser etwa – aufgelöst werden können, ist dies bei Feldmessungen kaum möglich. Es wurde folglich getestet, ob verklumptes Material repräsentative Messungen zulässt. Im Allgemeinen ändern physikalische Faktoren ein Bodenspektrum hinsichtlich der Gleichung Fresnel's aber nicht in der Position der spezifischen chemischen Absorptionen. (BEN-DOR et al. 1999) Viele Studien, die sich mit zahlreichen Materialien beschäftigt haben, haben gezeigt, dass die Korngrößenunterschiede die Form von Bodenspektren verändern. HUNT und SALISBURY (1970) z.B. quantifizierten diese auf die Korngröße bezogenen Effekte auf etwa 5% der absoluten Reflexion und merkten an, dass diese Veränderungen keinen Einfluss auf die Position der spektralen Merkmale hatte.

### 4.3.2 Optimierung des Messvorganges

Gemessen werden sollte nur unter trockenen Bedingungen, am besten in langen sonnigen Phasen. Dies gilt sowohl für terrestrische Messungen als auch für flugzeuggestützte. Feuchtigkeit eliminiert weitgehend die charakteristischen Merkmale der Messung.

- 1) Soweit dieses Ergebnis berücksichtigt wird, sind die Feldmessungen im Labor weitgehend nachvollziehbar, ein weiteres Trocknen der Probe kann die Qualität der Messung noch zusätzlich erhöhen – sofern nicht unter sehr trockenen Bedingungen gemessen wurde (vgl. auch Abb. 14: Reflexion in Abhängigkeit vom Wassergehalt).
- 2) Die Schwankungsbreite innerhalb einer Bodenprobe ist relativ gering, somit ist die Voraussetzung gegeben, sie mit anderen Messungen innerhalb der selben Einheit zu vergleichen.
- 3) Der Einfluss von Verklumpungen ist ebenfalls gering, durch das Mahlen im Mörser erhöhte sich lediglich die Reflexion um einige Prozente, der Kurvenverlauf selbst blieb aber sehr ähnlich (vgl. Abb. 27). Die Erhöhung der Reflexion kann mit der glatteren Oberfläche erklärt werden. Der Anstieg der Reflexion liegt allerdings auch noch innerhalb der Schwankungsbreite einer Probe, jedoch wurde in keinem Fall ein Abnehmen der Reflexion nach dem Mahlen beobachtet.

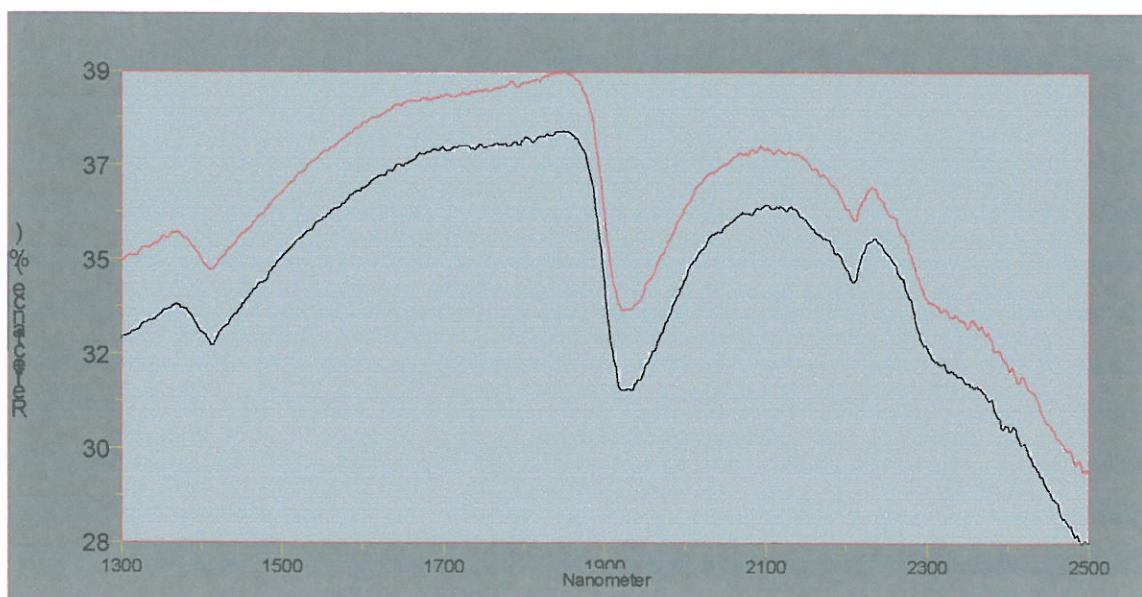


Abb. 27 : Verklumpungseffekt; Probe 1: Boden über Rastenberger Granodiorit  
 rot: gemahlen  
 schwarz: ungemahlen

## 4.4 Auswertung und Ergebnisse

### 4.4.1 Auswertung der Messungen an Kernen der Bohrung Pulkau S1

Innerhalb der ersten Auswertephase wurden Messungen an Kernen der Bohrung Pulkau S1 getätigt und ausgewertet, um die Unterscheidbarkeit von Tonmineralien im Infrarotbereich zu untersucht.

Die Auswertungen der Analysen wurden mit dem Programm PimaView Version 3.1 durchgeführt. Als Referenzbibliothek wurde eine vom Softwarehersteller mitgelieferte Datenbank mit 70 Referenzspektren verschiedenartiger Mineralphasen verwendet. Es darf an dieser Stelle erwähnt werden, dass eine nach zahlreichen Aspekten eigens zusammengestellte Referenzbibliotheken solche rechnergestützten Auswertungen wesentlich verbessern kann.

Die Bohrung Pulkau S1 (Abb. 28) durchörtert vorwiegend tertiäre Sedimente der Zellerndorfer- Zogelsdorfer- und Burgschleinitz-Formation (ROETZEL R. 1999). Diese Sedimentfolge lagert transgressiv auf einem kristallinen Leuko-Granit der Böhmischen Masse. Zwischen Zogelsdorfer- und Burgschleinitz-Formation befindet sich eine 4,5m mächtige zweigeteilte Tuffit- (Bentonit) Lage deren Tonmineralgehalt durch Röntgendiffraktionsanalysen bereits bekannt war. Laut diesen Analysen herrscht - nach noch unveröffentlichten Manuskripten, die uns freundlicherweise von Herrn Dr. R. Roetzel zur Verfügung gestellt wurden - in der hangenden Bentonitlage Smectit mit nahezu 100% vor In der darunter befindlichen liegenden Lage ist neben Smektit, der etwa zu 70 % vertreten ist, Kaolinit mit 30 % zu verzeichnen. Die IR-Messungen wurden an den teilweise von Spülwasser durchfeuchteten Kernen durchgeführt, ohne vorherige Trocknung durchgeführt. Somit war ein beträchtlicher Anteil an Wasser in den Messungen zu erwarten. Es sollte auch beobachtet werden in welchem Prozentsatz die Durchfeuchtung einer Probe die Verhältnisse der Mineralmixturen verfälscht.

Abb. 29 zeigt ein infrarotspektrometrisches Profil (1300-2500 nm) durch die Bohrung Pulkau S1. Im linken Teil der Abbildung sind die Spektren der einzelnen Messungen dargestellt. Im rechten Teil wurden die Spektren nach einer Subtraktion der Hüllkurve farblich codiert, indem blaue Farbtöne starke Absorption, grüne auf mittlere und rote Farbtöne auf schwache Absorption anzeigen. Diese Art der Darstellung ermöglicht ein rasches visuelles Erfassen infrarotspektrometrisch angezeigter Variationen in einem lithologischen Profil.

Der Abschnitt von 10 – 30 m Teufe ist durch eine Wechsel von quarzsandigem und karbonatischem Material gekennzeichnet. Dies zeigt sich durch das Fehlen eines Al-OH Absorptionsmerkmals bei 2200 nm einerseits, sowie im Auftreten der Karbonatabsorption bei 2320-2340 nm. Spektren mit Karbonatabsorptionsmerkmal

weisen eine deutlich geringere Absorption bei 1410 und 1900 nm auf als Spektren, bei denen die Karbonatabsorption fehlt. Dies kann einerseits auf den geringeren Wassergehalt der Karbonate zurückgeführt werden, andererseits auch auf den Quarzgehalt der Sande hinweisen.

Bei 30 m Teufe tritt ein feinsandiges Material auf. Dieses liefert sehr merkmalsarme Spektren, jedoch kann über das Auftreten einer schwachen AL-OH Absorption bei 2200 nm auf eine Tonmineralgehalt geschlossen werden.

Unterhalb 30 m Teufe ändert sich der Gesamtcharakter der Spektren deutlich durch. Eine Al-OH Absorption ist durchgehend ausgebildet, die Karbonatabsorption fehlt, und ein Absorptionsmerkmal bei 2200 nm ist durchwegs ausgebildet. Dieser Bereich kann anhand der Ausbildung der Absorptionsmerkmale bei 1900 nm und 2200 nm weiter untergliedert werden einerseits in einen Abschnitt bis 35 m, wo die Absorption bei 1900 nm spitz ausgebildet ist sowie zu niedrigeren Wellenlängen tendiert und die Absorption bei 2200 nm relativ symmetrische Gestalt aufweist; und andererseits in einen Abschnitt von 35 – 50 m, wo die Absorption bei 2200 nm deutlich asymmetrisch ist, die Absorption bei 1900 nm jedoch rund ausgebildet ist und zu höheren Wellenlängen tendiert.

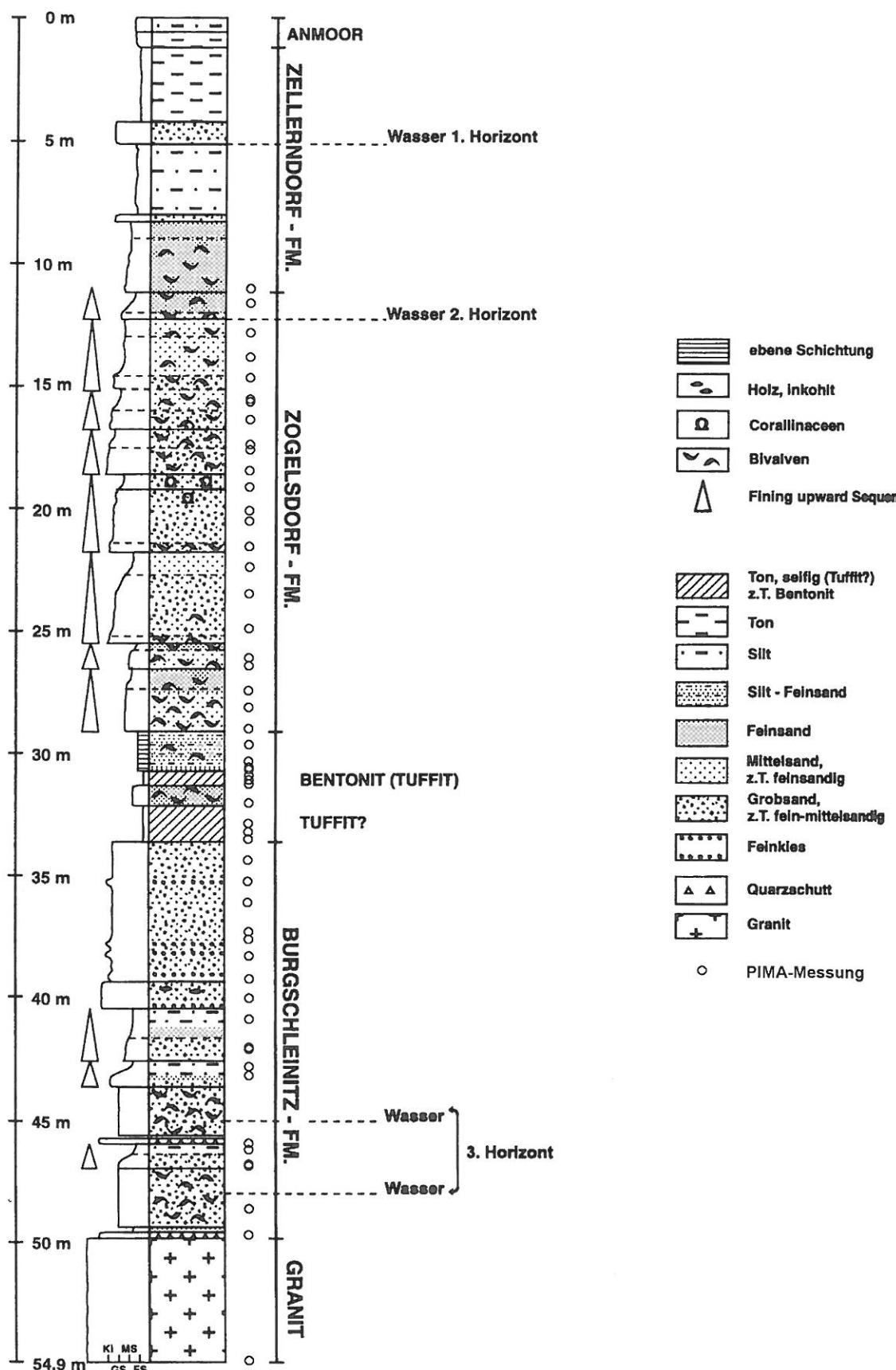


Abb.28 : Profil der Bohrung Pulkau S1 nach ROETZL 1999, ergänzt um die Lage der IR-spektrometrischen Messungen.

Generell kann über das Auftreten des AL-OH Absorptionsmerkmals auf Tonminerale geschlossen werden. Eine detaillierte Analyse des Absorptionsspektrum weist im Bereich 30 – 35 m auf reinen Montmorillonit sowie teilweise auf eine Mischung mit Kaolint hin. Von 35 – 50 m ändert sich vermutlich das Mischungsverhältnis zwischen den beiden Tonmineralen zugunsten von Kaolinit, möglicherweise tritt noch Halloysit dazu. Der Tonmineralanteil der Burgschleinitz-Formation wird auch durch die bohrlochgeophysikalisch Untersuchungen von BERNHARD & FELFER 1999 bestätigt.

Das Spektrum bei 55 m zeigt ein typisches Spektrum eines frischen Granites mit deutlich ausgebildeten Absorptionen bei 1410 nm, 1900 nm und 2200 nm.

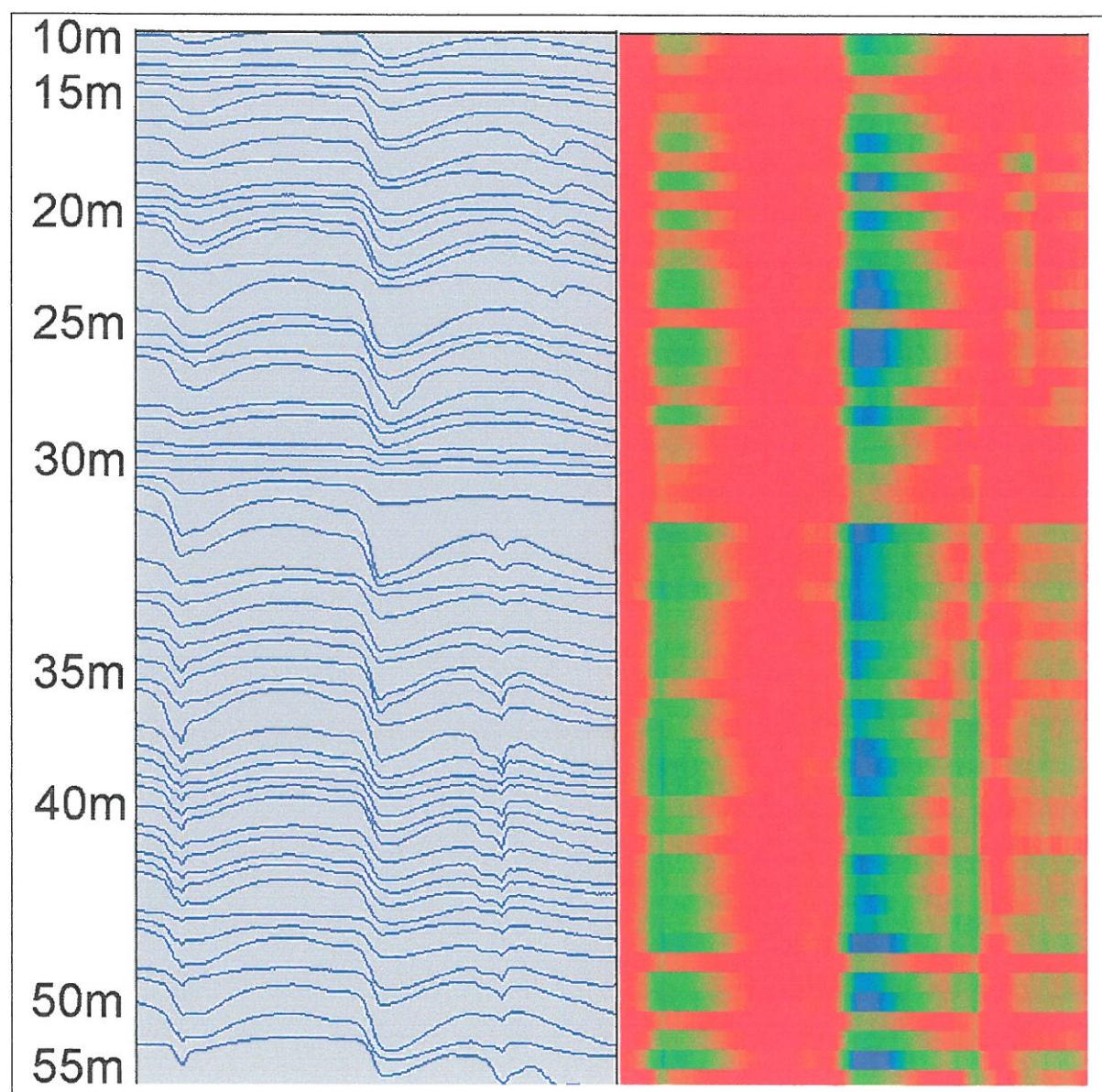


Abb. 29 : IR-spekrometrisches Profil durch die Bohrung Pulkau S1. Links: Absorptionsspektren von 1300-2500 nm. Rechts: Absorptionsspektren farblich codiert.

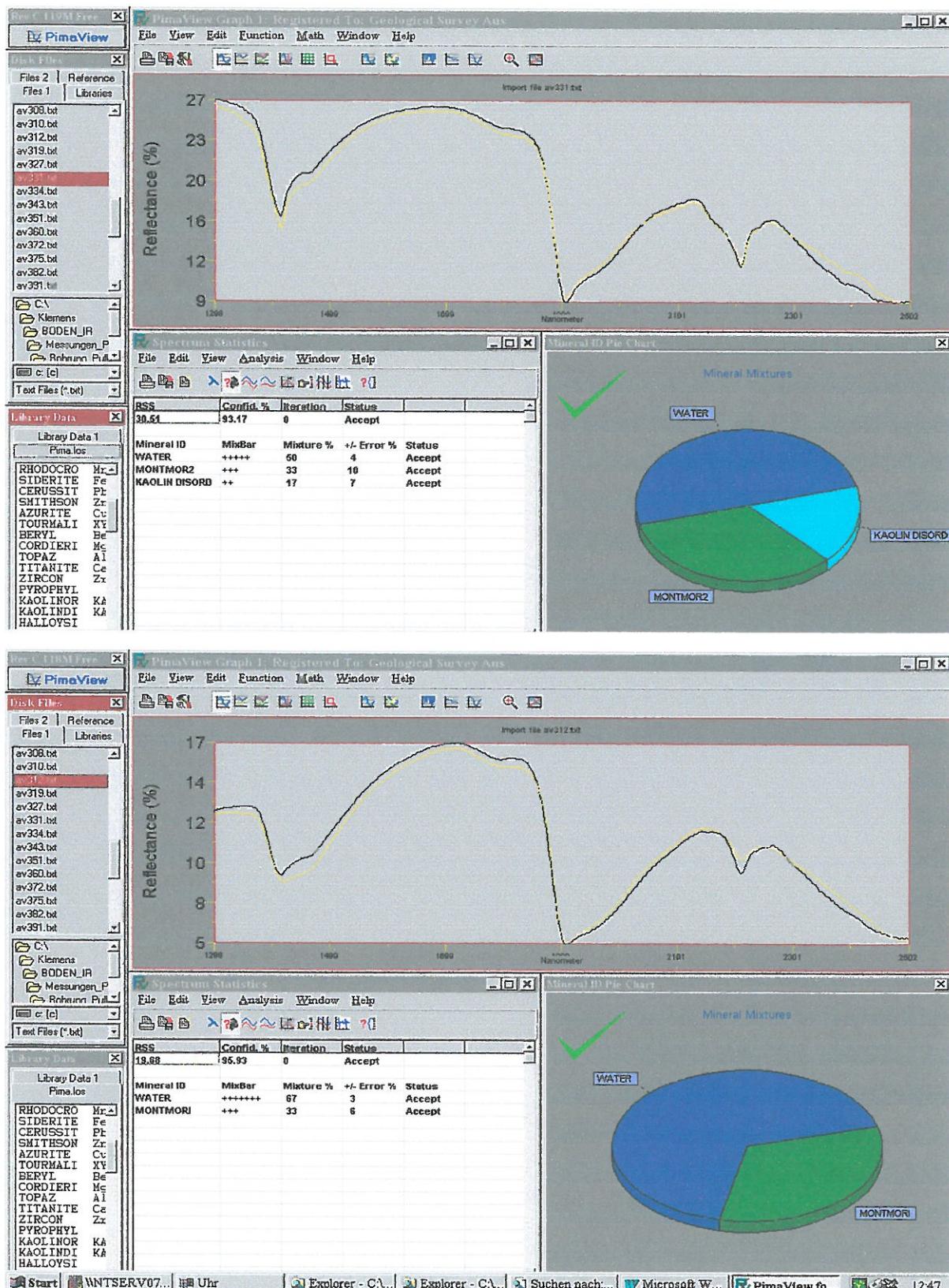


Abb. 30: Probe 331 und 312 Grundlage: Reflib: Pima.los

Die Abb. 30 zeigt Beispiele von computerunterstützten semiquantitativen Auswertungen von infrarotspektrometrischen Messungen.

Das **Spektrum 312** repräsentiert eine Messung in der oberen hangenden Lage. Neben einem großen Anteil an Wasser von 50 % wurde Montmorillonit detektiert. Montmorillonit ist eine Mg-reiche Smectit-Varietät und ist der Referenzbibliothek vom Hersteller der Pima-Software als Smectit-Repräsentant beigefügt worden. An Tonmineralen wurde in dieser Probe also ausschließlich (zu 100% nach Eliminierung des Wasseranteiles) Smectit detektiert, was den RFA-Analysen gut entspricht.

Das **Spektrum 331** repräsentiert eine Messung der unteren liegenden Tuffitlage. Nach hypothetischer Eliminierung des Wasseranteiles von 50 Prozent wurde in diesem Spektrum ein Verhältnis von Smectit (Montmorillonit) zu Kaolinit von 66 zu 34 % von der Software analysiert, was ebenfalls den RFA-Analyseergebnissen von Smectit zu Kaolinit von 70 zu 30 % sehr gut entspricht.

Es kann resümierend festgestellt werden, dass die gemessenen Spektren eine Unterscheidung von Tonmineralphasen (zumindest Smectit und Kaolinit) bis zur Abschätzung ihrer quantitativen Anteilen zulassen.

#### **4.4.2 Lithologische Analyse der gemessenen IR-Spektren mit Hilfe der Erstellung von Spektraldatenbanken für die beprobten geologischen Einheiten**

##### **4.4.2.1. Optimierung des Analyseverfahrens – Zweite Auswertephase**

Innerhalb der zweiten Auswertungsphase wurden aufbauend auf den Erfahrungen aus Phase eins die Bodenspektren ausgewertet. Obwohl in den Böden bestimmte Minerale gut erkannt werden, weist die rein mineralogische Auswertung der Spektren insgesamt gesehen noch keine so hohe Zuverlässigkeit auf, wie es wünschenswert wäre. Folgt man jedoch dem zweiten Lösungsansatz – nämlich für eine bestimmte Geologie bzw. Pedologie typische Spektren nicht weiter aufzuschlüsseln, sondern aus diesen selbst eine Datenbank (Referenz-Bibliothek) zu generieren, ergibt sich ein durchaus vielversprechender Ansatz.

In einem ersten Schritt wurde aus jeder in den Proben vertretenen geologischen Einheit zufällig eine Probe ausgewählt und eine erste lithologische Bibliothek erstellt.

Anschließend wurden alle Messungen einer geologischen Einheit mit der Referenzdatenbank verglichen.

In Folge wurde die einzelnen Probenahmepunkte mit Hilfe der geologischen Karten im Maßstab 1:50000 und der Topographie bewertet. Es sollten nur solche Proben in die Bibliothek aufgenommen werden, bei denen eine Schüttung aus einer anderen Einheit (etwa auf Grund der lokalen Topographie) ausgeschlossen werden konnte bzw. bei denen einwandfrei der lithologische Untergrund geklärt ist, da die Böhmischa Masse oft Gesteinsbänder abweichender Lithologie bzw. geringe flächenhafte Ausdehnung aufweist.

Dadurch war es möglich, etliche Proben besser (z.B. Probe 43: zunächst als Amphibolitbodenprobe aufgenommen, wahrscheinlich aber über einer Orthogneislage im Amphibolit entstanden) zuzuordnen oder bei unklaren Verhältnissen (geringe Ausdehnung) zu verwerfen (Probe 28 – Syenitgneis, 37 – Marmor).

Eine weitere Verbesserung konnte durch die Trennung von magmatischen und sedimentären Gesteinsfolgen erzielt werden – diese lithologischen Bibliotheken sind zwar nur für einen bestimmten regionalen Bereich anwendbar, liefern aber innerhalb ihres Gültigkeitsbereiches wesentlich zuverlässigere Ergebnisse.

Auffallend war auch, dass obwohl Bodenproben als Referenz dienten, die dazugehörigen Festgesteinproben ebenfalls oft korrekt identifiziert werden konnten. Traten Verwechslungen mit anderen Referenzproben auf, so waren es in der Regel solche mit sehr ähnlicher Lithologie (Rastenberger Granodiorit – Dobra Gneis, Weinsberger Granit – Gföhler Granitgneis).

#### **4.4.2.2 Analyse von Messungen auf Böden über Muttergestein**

Allen Bodenspektren gemeinsam sind markant ausgebildete Absorptionen bei 1410 und 1920 nm. Diese sind im allgemeinen auf Wasser (1410 und 1920 nm) sowie auf die OH-Gruppen von Schichtsilikaten (1410 nm) zurückzuführen und tragen zu einer großen Ähnlichkeit aller Spektren bei. Dennoch erlaubt die genaue Analyse der weiteren - auf den ersten Blick untergeordneten - Absorptionsmerkmalen eine gute Charakterisierung der unterschiedlichen Untergründe bzw. Bodentypen.

Im Rahmen der Spektrenauswertung erwies es sich als sinnvoll, nicht nur die Lage der spezifischen Absorptionsmerkmale zu berücksichtigen, sondern auch den generellen Kurvenverlauf der zwischen den Absorptionsmerkmalen gelegenen Spektralbereichen. Dieser erwies sich oft als charakteristisch für einen bestimmten Gesteinsuntergrund, der allein aufgrund der Absorptions“peaks“ nicht von anderen Untergründen zu unterscheiden wäre. Deshalb wurde kaum mit hüllkurven-

reduzierten Spektren gearbeitet, da dadurch der generelle Kurvenverlauf verschleiert wird, obwohl untergeordnete Absorptionsmerkmale besser identifizierbar werden.

### Böden über granitischen Gesteinen (Abb. 31)

Böden über granitischen Gesteinen sind hinsichtlich ihrer spektralen Merkmale sehr ähnlich Böden über Paragneisen. Charakteristisch ist die starke AL-OH Absorption bei 2200 nm. Eine weitere Differenzierung ist über eine detaillierte Analyse der Kurvenform möglich. Im Bereich von 2200-2300 nm kann eine Unterscheidung zwischen Böden über Rastenberger Granodiorit bzw. Weinsberger Granit getroffen werden. Die Böden über Weinsberger Granit weisen bei 2250 nm eine leichte Absorptionsbande auf, die vermutlich auf Fe-OH zurückzuführen ist. Demgegenüber zeigen die Böden über dem Rastenberger Granodiorit eine Absorption bei 2300 nm.

### Böden über granitischen Gesteinen

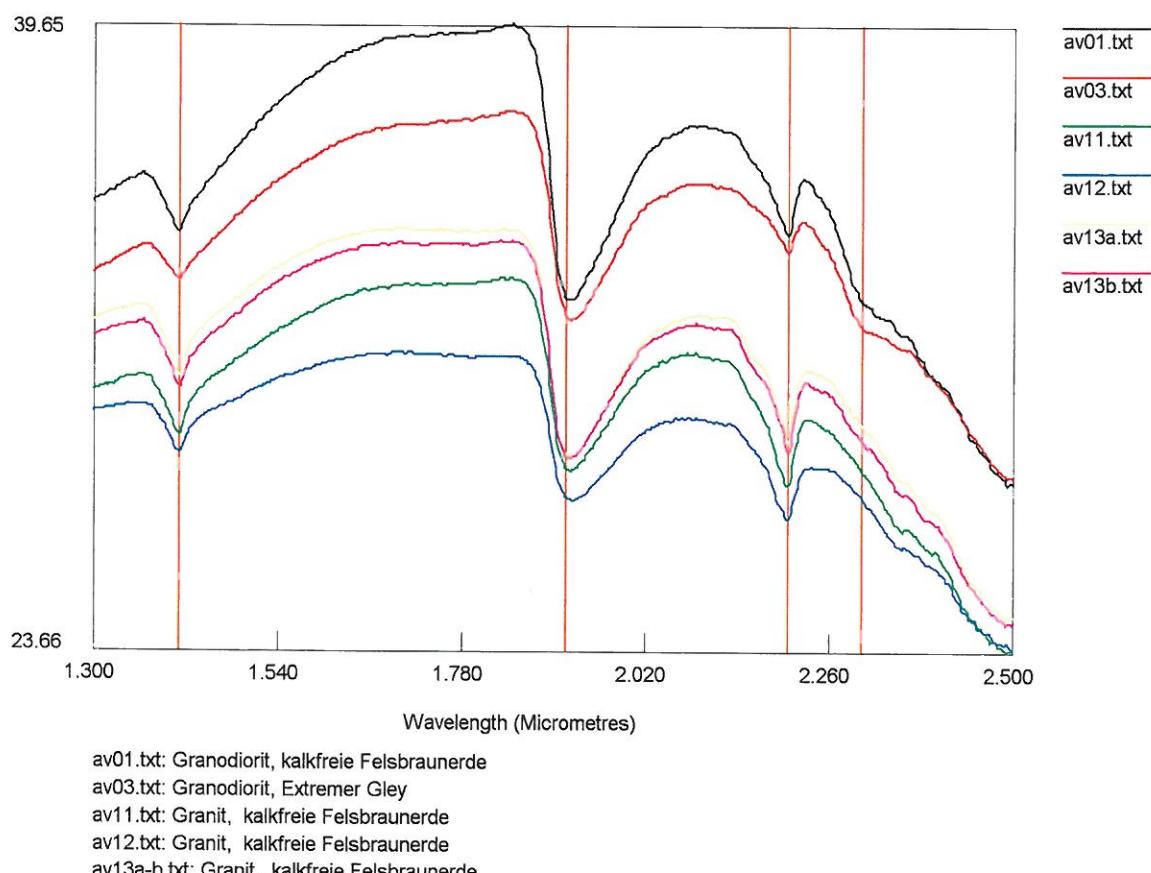


Abb. 31 : IR-Spektren von Böden über granitischen Gesteinen

### Böden über Paragneisen (Abb. 32)

Den Böden über den Gneisen der Monotonen Serie ist mit den Böden über granitischen Gesteinen und über Phylliten eine deutliche Absorption bei 2200 nm gemeinsam. Im Gegensatz zu den Böden über Graniten fehlen ihnen jedoch weitgehend weitere Absorptionen im Spektralbereich oberhalb 2200 nm. Allenfalls ist eine sehr schwache Absorption bei 2300 nm zu beobachten. Weiters ist die Kurvenform zwischen 1400 und 1900 nm, die bei Böden über granitischen Gesteinen bis 1850 nm ansteigt, bei den Böden über Paragneisen durch eine Reflexionsanstieg bis 1700 nm mit darauffolgendem schwachen Abfall gekennzeichnet.

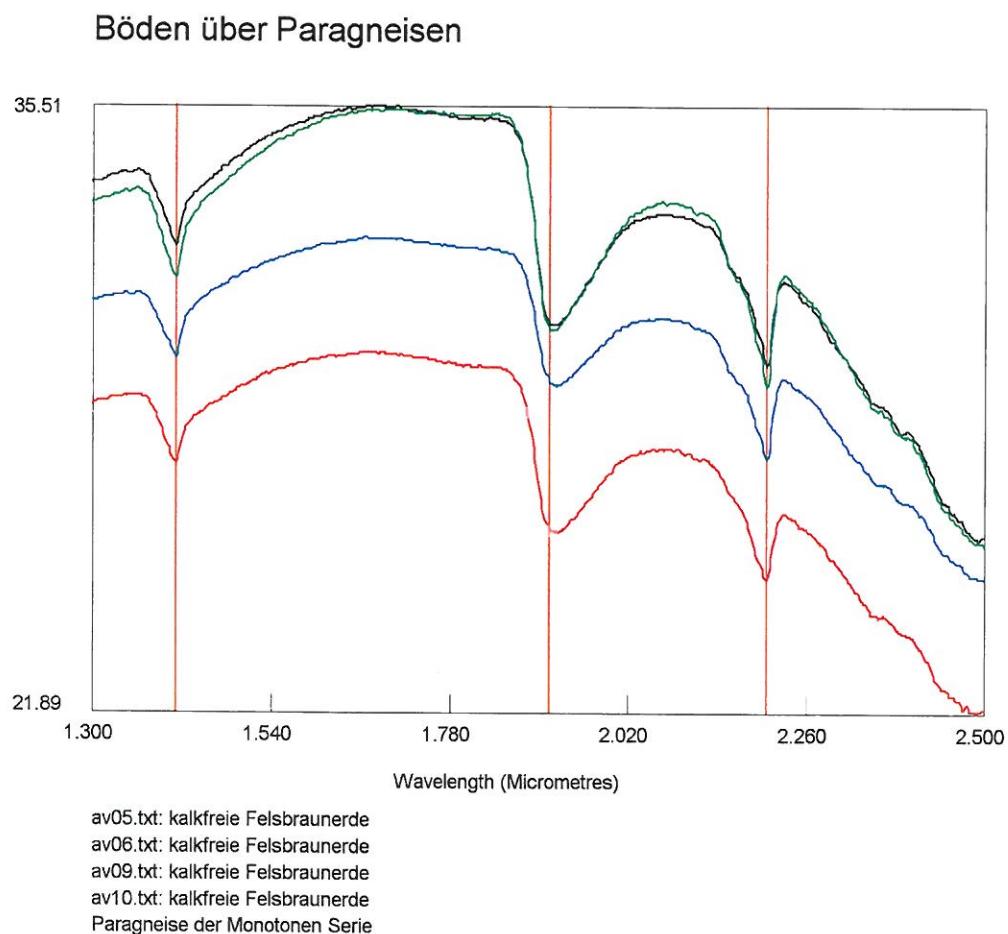


Abb. 32 : IR-Spektren von Böden über Paragneisen

### Böden über Amphibolit (Abb. 33)

Für Böden über Amphiboliten ist eine ausgeprägte Al-OH Absorption (2200 nm) sowie eine deutlich identifizierbare Fe-OH (2250 nm) Absorption und eine schwache Mg-OH (2350 nm) Absorption charakteristisch. Eine weitere Absorption tritt teilweise bei 2400 nm auf. Die Unterscheidung von Böden über Paragneisen ist vor allem über die klar erkennbare Fe-OH Absorption gegeben.

## Böden über Amphibolit

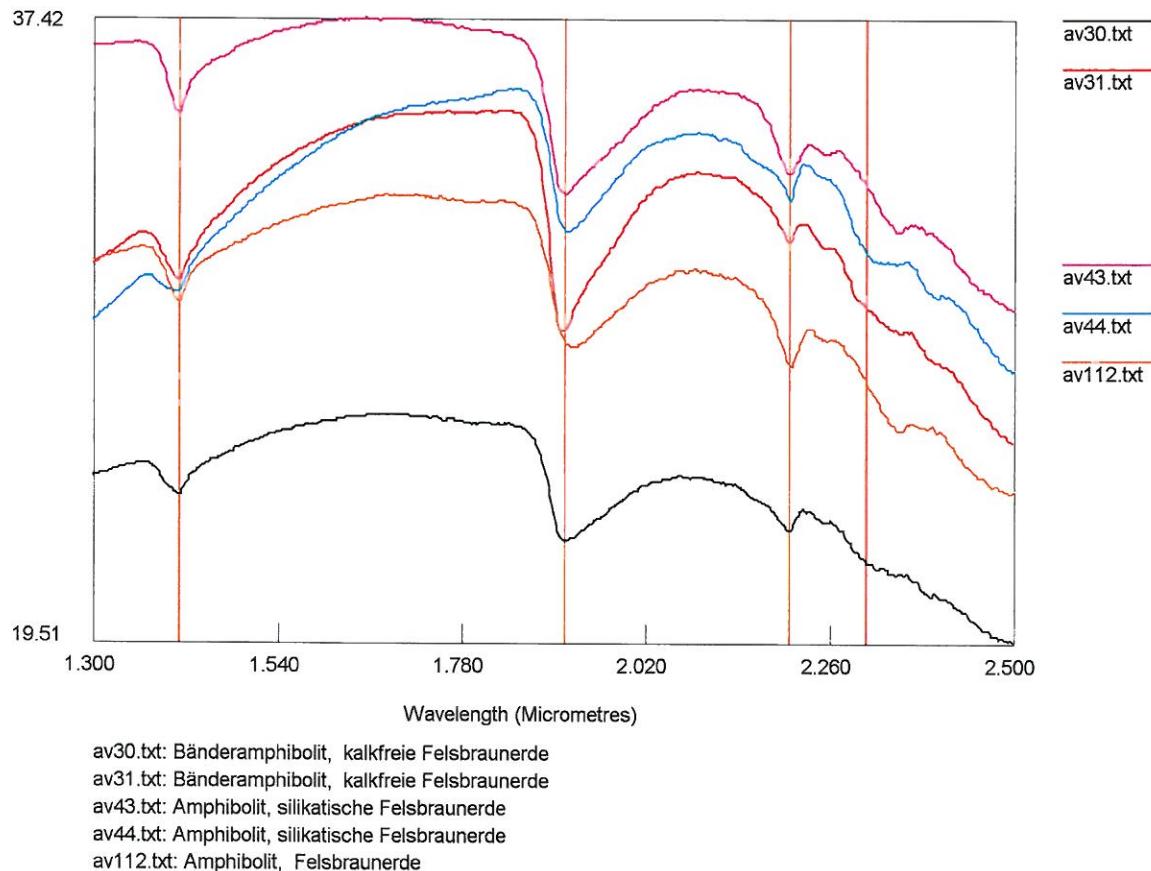


Abb. 33 : IR-Spektren von Böden über Amphiboliten

## Böden über Serpentinit/Ultrabasit (Abb. 34)

IR-Spektren von Böden über serpentinitisch/ultrabasischen Gesteinen zeichnen sich durch eine Absorption bei 2330 nm aus, die für Mg-OH charakteristisch ist. Fe-OH bei 2250 nm ist ebenfalls erkennbar. Die Al-OH Absorptionsbande bei 2200 nm ist wesentlich schwächer ausgeprägt als bei den meisten anderen Böden mit Ausnahme der Böden über Karbonaten. Eine – in den Bodenspektren nur schwach ausgebildete – Doppel-Absorption bei 1360-1390 nm ist charakteristisch für Serpentinit.

## Böden über Serpentinit

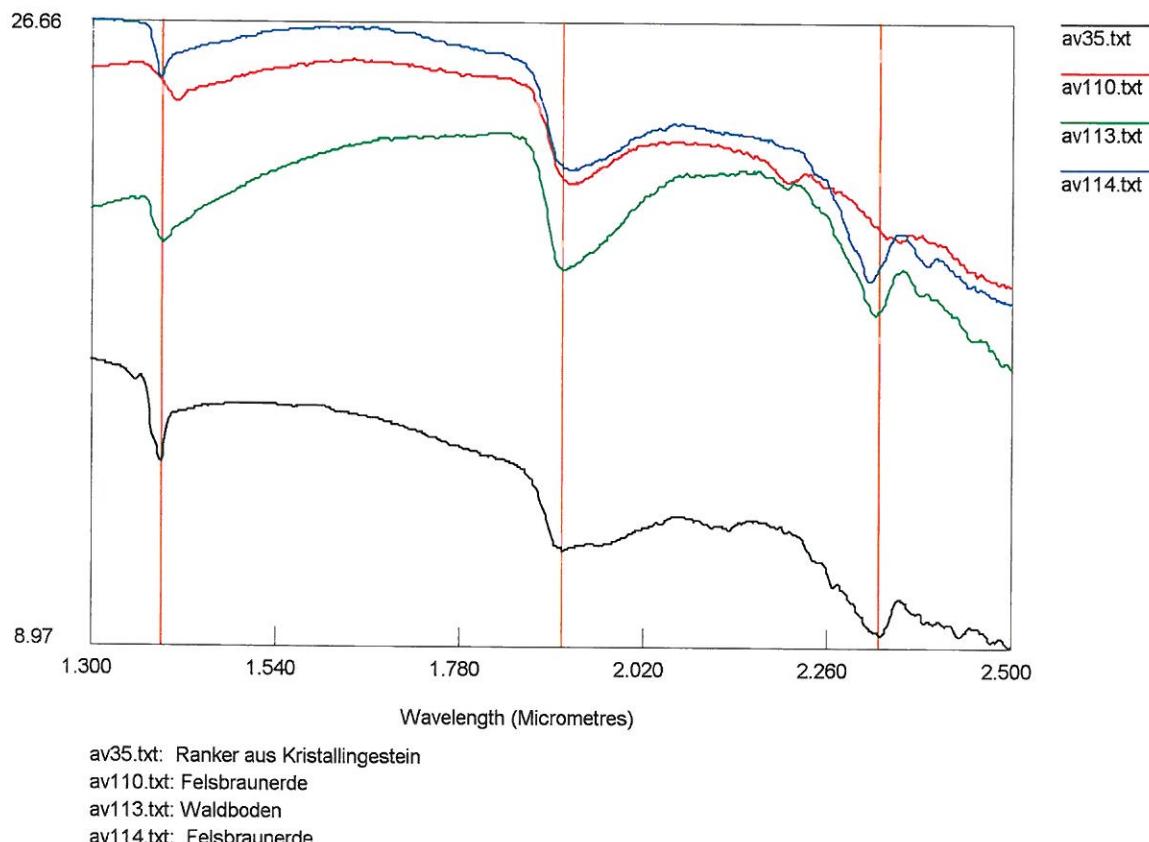


Abb. 34: IR-Spektren von Böden über Serpentinit

## Böden über Metatuffiten (Abb. 35)

Diese Böden ähneln sehr den Böden über Amphiboliten. Sie weisen eine starke Al-OH-Absorption auf, jedoch ist die Fe-OH und vor allem die Mg-OH Absorption wesentlich deutlicher ausgebildet.

## Böden über Phylliten (Abb. 36)

Die Bodenspektren über Phylliten ähneln denen über Tonmergel, jedoch sind die einzelnen Absorptionsmerkmale wesentlich deutlicher ausgeprägt.

## Böden über Metatuffiten

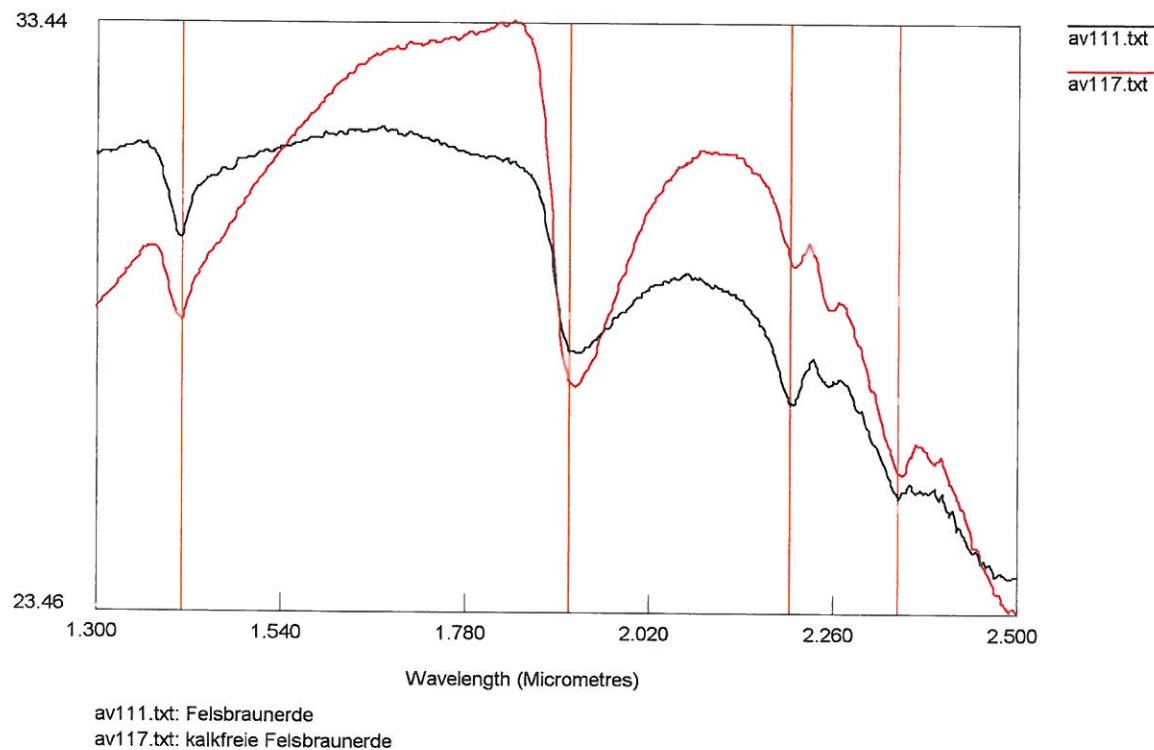


Abb. 35: IR-Spektren von Böden über Metatuffiten

## Böden über Phylliten

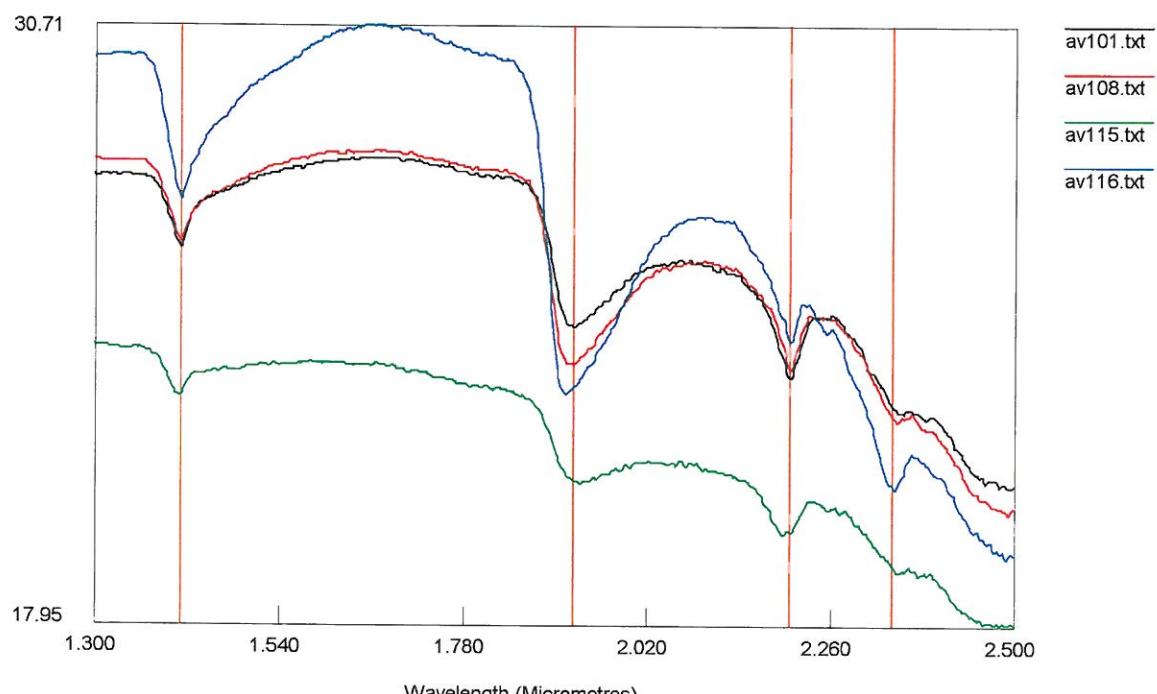


Abb. 36: IR-Spektren von Böden über Phylliten

### Böden über Karbonatgesteinen (Kalk)

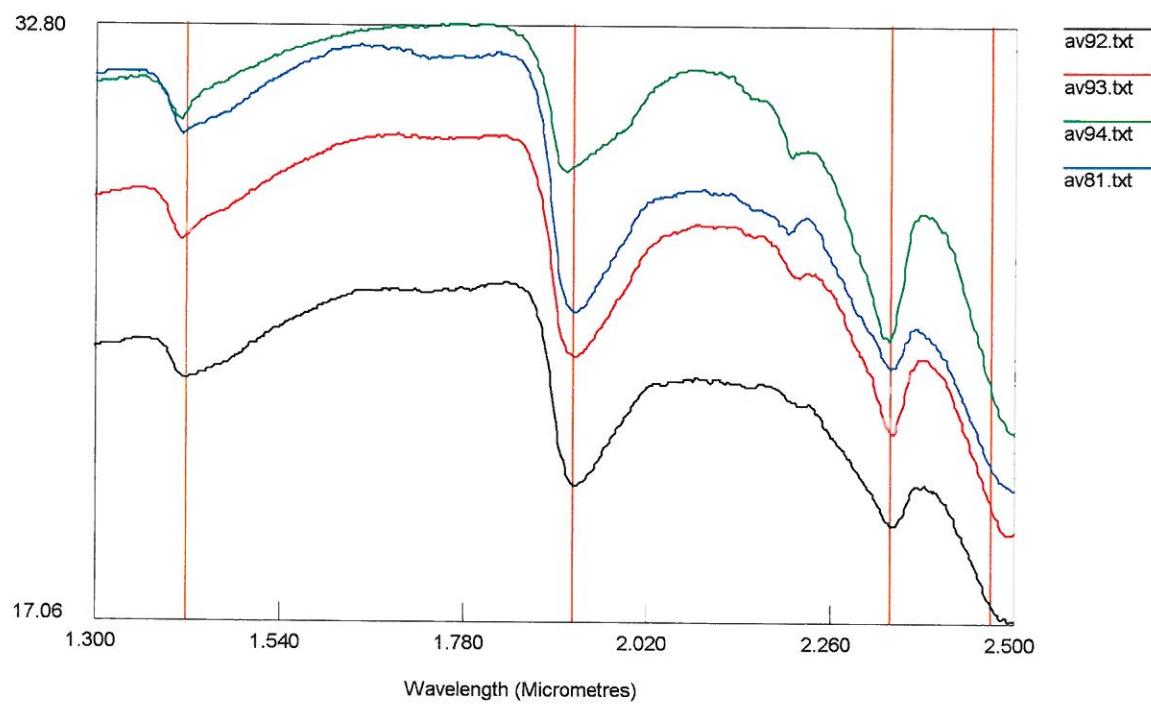


Abb. 37 : IR-Spektren von Böden über Kalken

### Böden über Karbonatgesteinen (Dolomit)

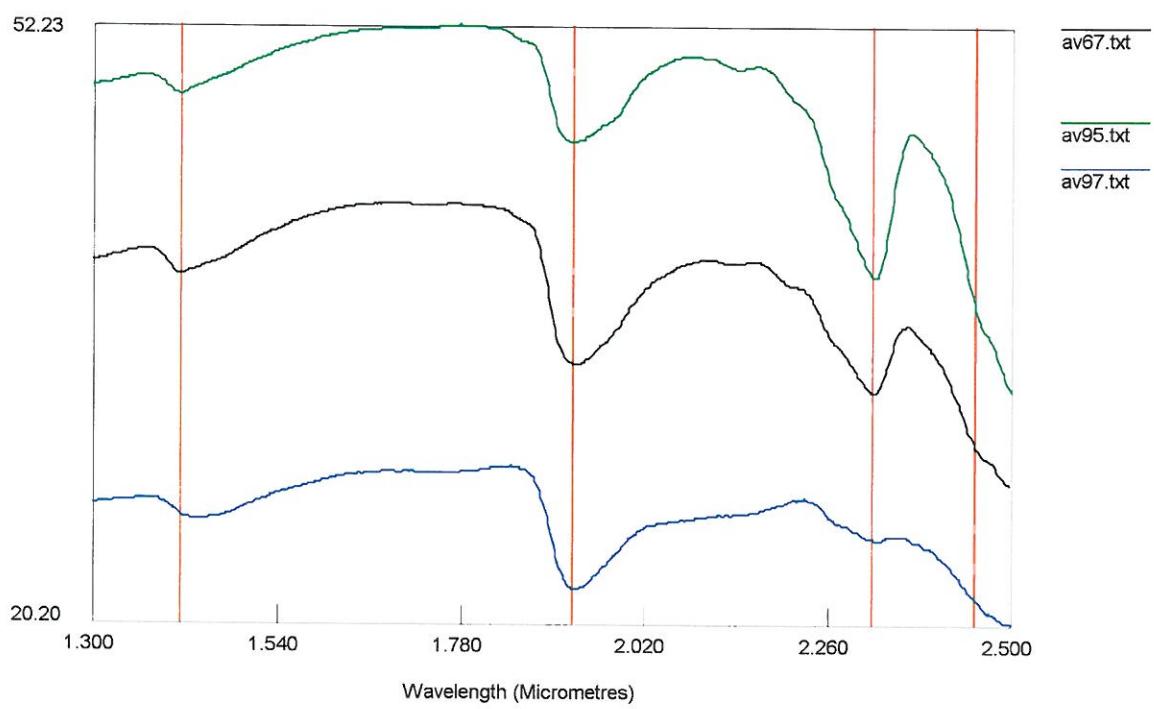


Abb. 38 : IR-Spektren von Böden über Dolomiten

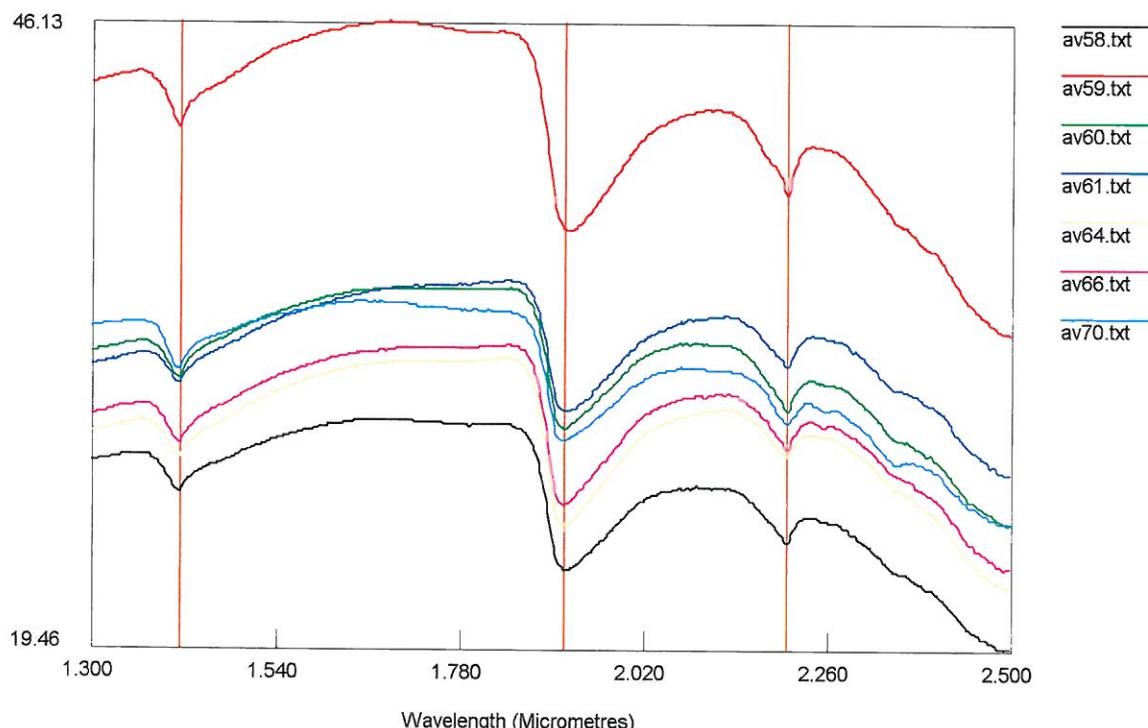
### Böden über Karbonatgesteinen (Abb. 37, 38)

Charakteristisch für Karbonatböden ist die ausgeprägte asymmetrische Karbonat-Absorption bei 2320-2340 nm. Das Al-OH Absorptionsmerkmal bei 2200 nm ist nur sehr schwach ausgebildet oder fehlt zur Gänze. Eine Unterscheidung zwischen Kalzit und Dolomit ist über die genaue Lage des Karbonat- Absorptionsmerkmals möglich. Bei Ca-Karbonat liegt die Absorption bei 2320 nm, bei Ca-Mg-Karbonat bei 2340 nm. So konnte aufgrund von Probe 94 (Abb. 37) der Untergrund als Gutensteiner Kalk identifiziert werden, obwohl dieser in der geologischen Karte als Gutensteiner Dolomit ausgewiesen ist.

### Böden über Tonmergel (Abb. 39)

Proben von Böden über Tonmergeln wurden über Flysch und jungtertiärem (miozänen) Untergrund genommen. Die Spektren von Böden über Tonmergeln sind relativ flach und merkmalsarm. Einzig das Al-OH Absorptionsmerkmal bei 2200 nm ist deutlich ausgeprägt, Fe-OH bei 2250 nm ist kaum erkennbar. Eine teilweise bei 2340 nm auftretende Absorption verweist auf schwachen Karbonatgehalt.

### Böden über Tonmergel



av58-61.txt: kalkfreier Pseudogley  
av64.txt: schwach vergleytes, entkalktes Krumenkolluvium  
av66.txt: schwach vergleytes, entkalktes Krumenkolluvium  
av70.txt: Tschernosem

Abb. 39 : IR-Spektren von Böden über Tonmergel

### Lößböden (Abb. 40)

Böden über Löß sind durch das gemeinsame Auftreten von Al-OH (2200 nm), Fe-OH (2250 nm) sowie Karbonat-Absorptionsmerkmalen (2340 nm) gekennzeichnet. Die von Unterscheidung Mg-OH und Karbonat allein anhand der Absorption bei 2320-2350 nm, d.h. bei Fehlen weitere Karbonat-Absorptionen ist schwierig, jedoch weisen Lößböden in diesem Spektralbereich eine deutlich stärkerer Absorption als etwa Amphibolite auf.

### Böden über Schottern und Sanden (Abb. 41)

Böden über Schottern und Sanden sind IR-spektrometrisch schwierig zu charakterisieren, da sehr allgemeine Absorptionsmerkmale der im Boden vorhandenen Tonminerale auftreten. Typisch sind Absorptionen bei 2200nm (Al-OH) und 2350 nm, sowie eine schwache Absorption bei 2250 nm (Fe-OH).

### Böden über Löß

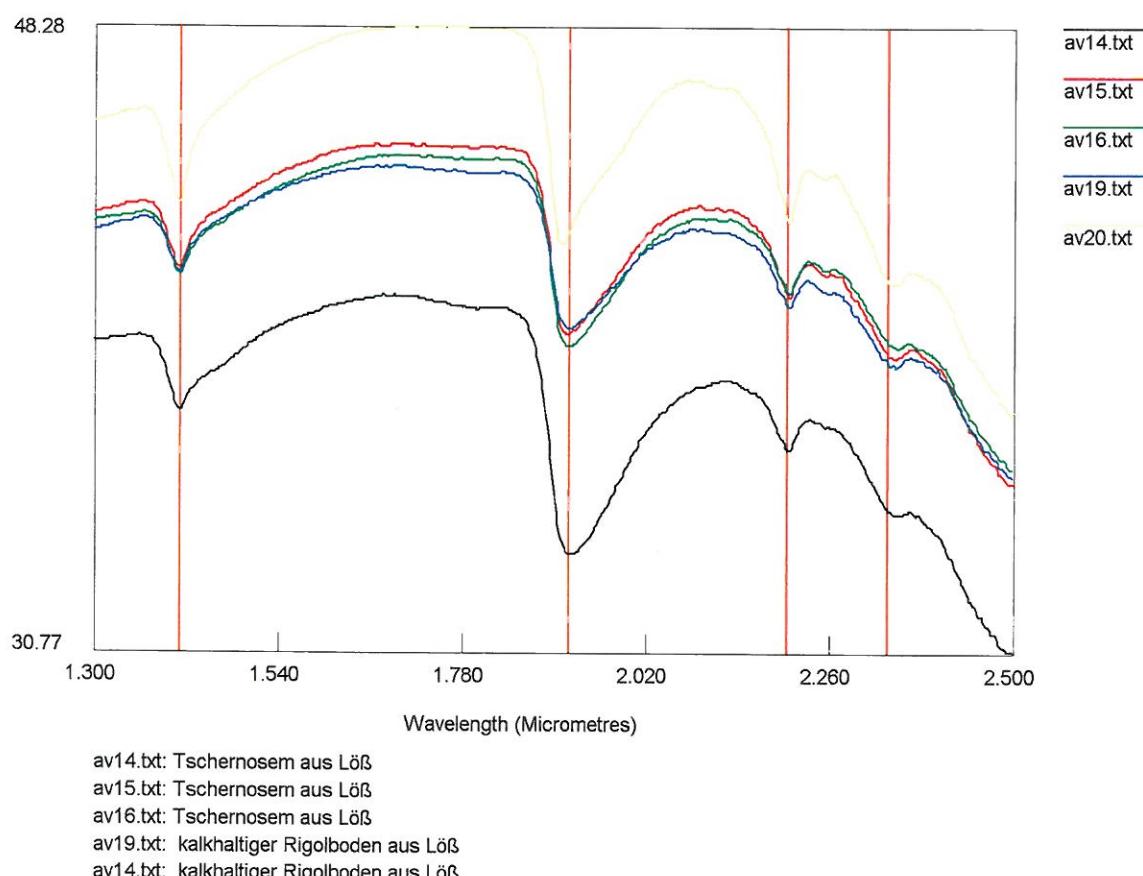
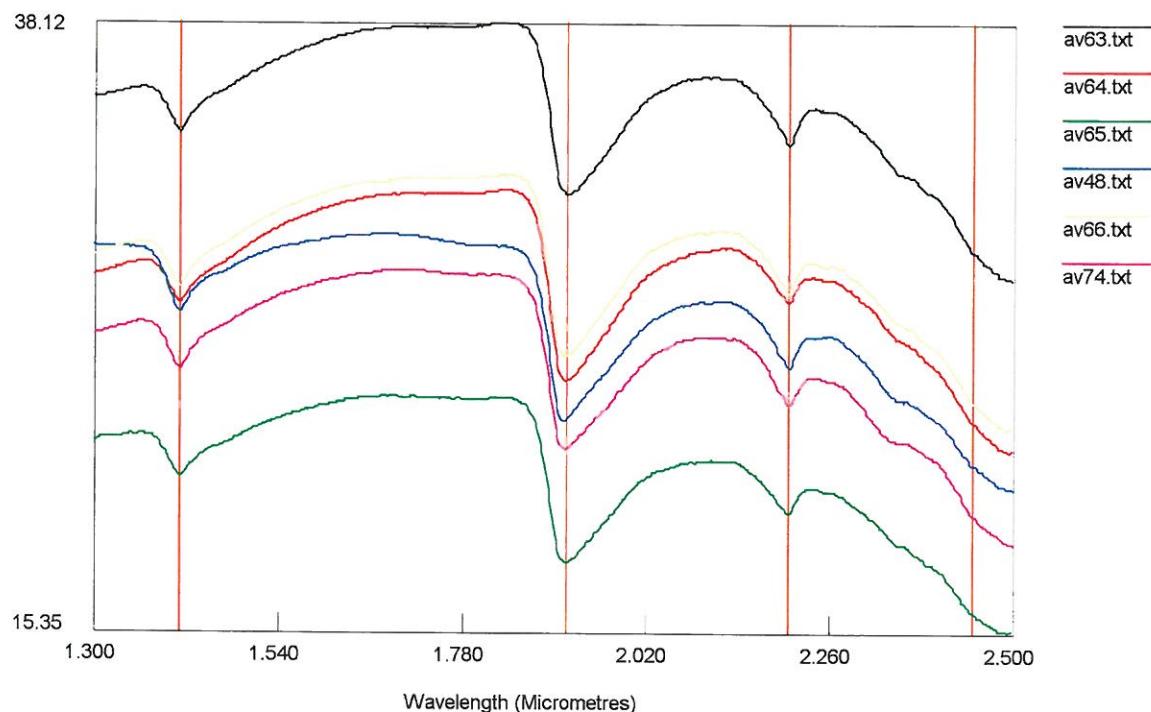


Abb. 40: IR-Spektren von Böden über Löß

## Böden über Schottern und Sanden (Tertiär)



## Böden über Schottern und Sanden (Postglazial)

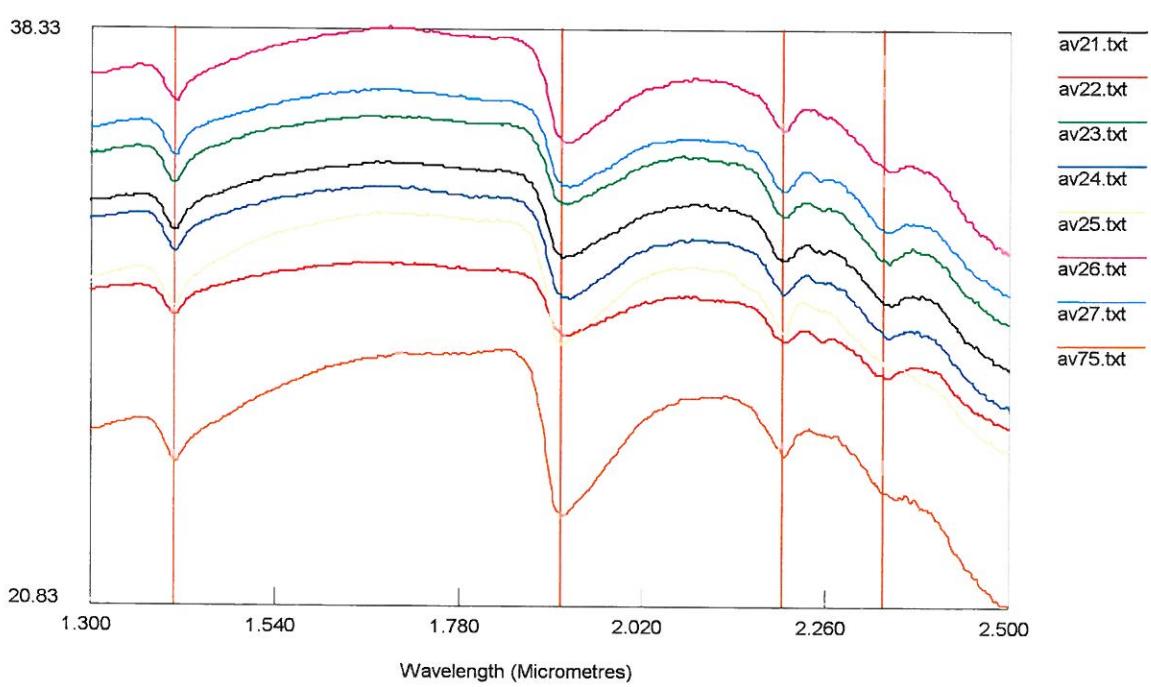


Abb. 41 : IR-Spektren von Böden über Schottern und Sanden

#### 4.4.2.3 Analyse von Messungen auf Böden über Bergbauarealen

Die Untersuchung in Bereich von Bergbauen sollten Hinweise darauf liefern, ob es mit IR-spektrometrischen Untersuchungen möglich ist, vom Bergbauaktivität beeinflußte Flächen von unbeeinflussten abzugrenzen. Zu diesem Zweck wurden Böden und Gesteine von zwei aktiven und einem stillgelegten Bergbau untersucht.

Natürlich war es im Rahmen dieser zeitlich beschränkten Untersuchungen nicht möglich, das gesamte mineralogische Spektrum der Bergbauproduktion in Österreich zu erfassen. Es wurde jedoch versucht, durch die Auswahl der bearbeiteten Lokalitäten möglichst variable geologisch/mineralogische Verhältnisse zu überdecken.

Bei der Gipslagerstätte Pfennigwiese N Puchberg am Schneeberg handelt es sich um ein sulfatisches Abbaumaterial in einer karbonatischen bzw. tonigen Umgebung, bei der Antimonitlagerstätte Schlaining im Burgenland um ein sulfidisches Abbauprodukt in phyllitsch/kalkphyllitischem/grünschiefrigem Nebengestein, und beim Steirischen Erzberg um ein karbonatisches Abbaumaterial in einer karbonatisch/schiefrigen Umgebung.

Bodenspektren des Bergbaugebietes Pfennigwiese

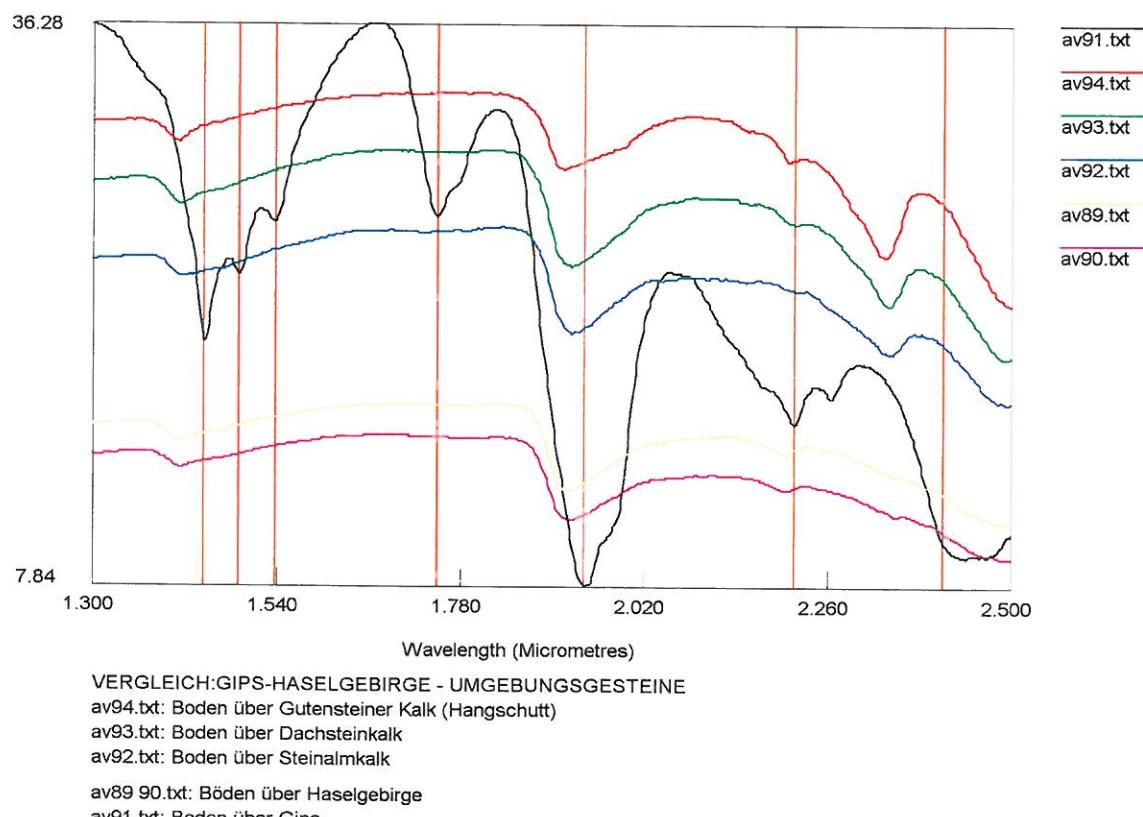


Abb. 42: Bodenspektren aus dem Bergbaugebiet Pfennigwiese bei Puchberg/NÖ.

### Pfennigwiese (Abb. 42)

Die Bergbauhalden zeigen ein charakteristisches Gips-Spektrum, das sich deutlich von den Spektren des umgebenden Bodens unterscheidet. Der Boden weist schwache Absorptionsmerkmale bei 2200nm (Al-OH) und 2350 nm ( $\text{CO}_3$ ) auf.

### Schlaining (Abb. 43)

Die Umgebung dieses ehemaligen Bergbaus weist ein sehr variables Gesteinsspektrum auf. Dennoch ist das Haldenmaterial aufgrund seiner niedrigen Reflexion und seiner geringen spektralen Merkmalsausprägung deutlich vom unbeeinflussten Boden zu unterscheiden.

### Steirischer Erzberg (Abb. 44)

Der Siderit des Steirischen Erzberg kann in seiner hellen Varietät mit dem freien Auge kaum vom unvererzten karbonatischen Nebengestein unterschieden werden. Das IR-Spektrum zeigt jedoch neben dem normalen Karbonat-Absorptionsmerkmal bei 2350 nm eine äußerst starke generelle Absorptionszunahme unterhalb 1800 nm, wodurch der Siderit eindeutig von anderen Karbonaten unterscheidbar ist.

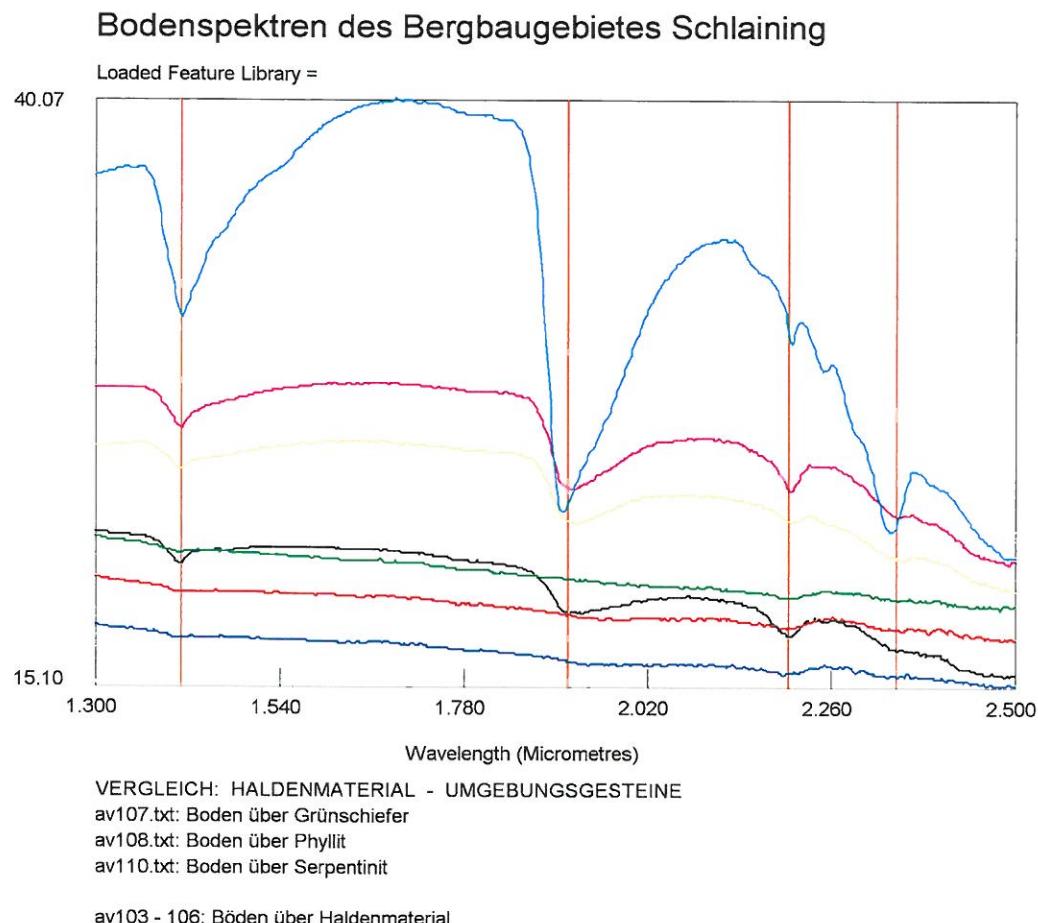
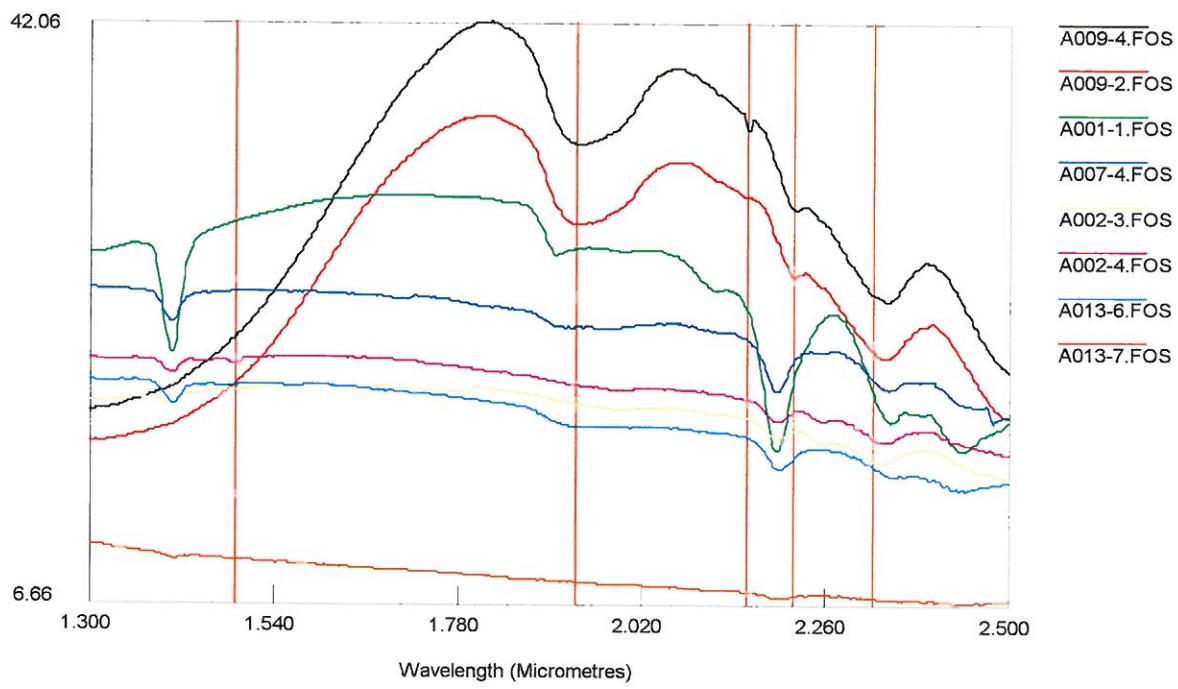


Abb. 43: Bodenspektren aus dem Bergbaugebiet Schlaining

## Bodenspektren des Bergbaugebietes Steirischer Erzberg



## Spektren des Bergbaugebietes Steirischer Erzberg

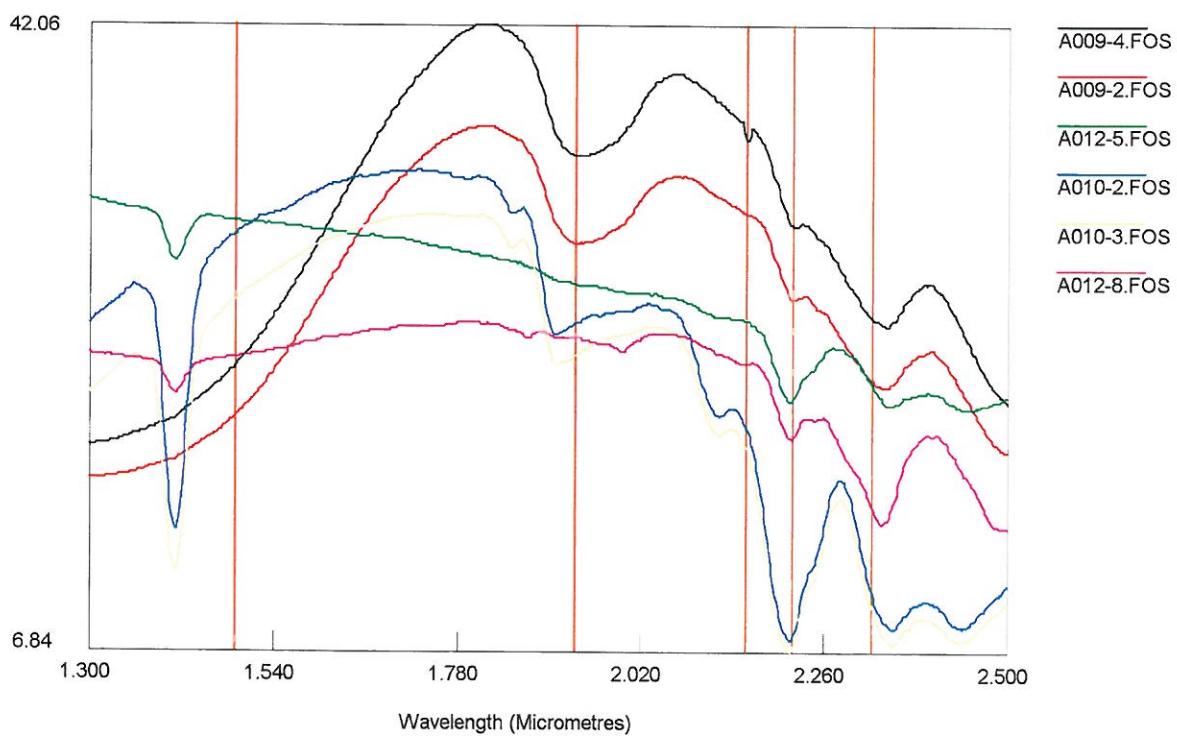


Abb. 44: IR-Spektren aus dem Bergbaugebiet Steirischer Erzberg

## 4.5. Ergebnisse

Wie aus der Literatur (RENCZ 1999) bereits bekannt war, stellen Böden ein infrarotspektrometrisch äußerst komplex zu interpretierendes Untersuchungsmedium dar. Gleichzeitig bietet die Untersuchungsmethodik der Infrarotspektrometrie durch ihren kostengünstigen und flexiblen Einsatz, der eine Messung direkt im Gelände – entweder punktuell mittels eines tragbaren Gerätes oder flächig mittels flugzeug- oder satellitengestützter hyperspektraler Fernerkundungssensoren – ermöglicht, entscheidende Vorteile gegenüber anderen an Laboratorien gebundenen Analysetechniken.

Trotz der Merkmalsarmut, die Bodenspektren generell auszeichnet, konnte mittels spezifischer Auswerteverfahren der lithologische Untergrund der gemessenen Böden im Allgemeinen gut charakterisiert werden. Die Ähnlichkeit spezifischer mineralogisch interpretierbarer Absorptionsmerkmale machte eine genaue mineralogische Differenzierung meistens unmöglich, jedoch konnte aus dem Vergleich des generellen Verlauf der Absorptionsspektren auf den lithologischen Untergrund geschlossen werden. Die Ausbildung der Absorptionsspektren von Böden ist somit vor allem von der jeweiligen unterlagernden Lithologie bestimmt; pedologische Differenzierungsmöglichkeiten sind noch weitaus komplexer zu erfassen und würden zur Beurteilung weitergehende Untersuchungen erfordern.

Zur Erfassung und Beurteilung von durch Bergbautätigkeit beeinflussten Arealen kann die IR-Spektrometrie als äußerst geeignet bezeichnet werden. Bedingt durch den spezifischen mineralogischen Unterschied von Bergbaumaterial in Gegensatz zum umgebenden unbeeinflussten Boden eignen sich infrarotspektrometrische Messungen – am Boden oder von Fernerkundungssensoren – zur Unterstützung der geologischen Tätigkeit bei der Abgrenzung von Verdachtflächen im Gelände.

Weiters sei auf die sehr guten Ergebnisse der IR-Spektrometrie bei der in-situ Analyse von Tonmineralen hingewiesen. Anwendungsmöglichkeiten im Bereich Exploration, Qualitätskontrolle und Georisikenbewertung wären noch zu evaluieren.

## 5. Zusammenfassung

Die lithologische Untergliederung des Hauptdolomits in Unteren, Mittleren und Oberen Hauptdolomit konnte innerhalb eines zusammenhängenden Profils nahe Seefeld/Tirol mittels Bodenradiometrie (Gammastrahlenspektrometrie) nachvollzogen werden. Die Ergebnisse machen Aussagen über Unterschiede in der Menge und auch in der Zusammensetzung des terrigenen detritischen Eintrages in den Lagunenbereich des Hauptdolomits möglich.

Als allgemeiner Trend lässt sich in der Schichtfolge vom Liegenden gegen das Hangende eine geringfügige Abnahme im K-Gehalt und eine etwas deutlichere im U-Gehalt feststellen, im Th-Gehalt jedoch findet eine leichte Erhöhung statt.

Deutlich erhöhte Gehalte für K, U und Th treten in den stärker bituminösen Abschnitten (Unterer Hauptdolomit, Seefelder Schichten als Spezialfazies des Oberen Hauptdolomits) auf. Die K/Th-Verhältnisse legen nahe, dass sich dabei nicht nur die Menge, sondern auch die Zusammensetzung des siliziklastischen Detritus in den bituminösen Abschnitten gegenüber der Normalsedimentation ändert.

Deutlich erhöhte Gehalte an Uran finden sich zudem im unteren Abschnitt des Mittleren Hauptdolomits. Die Werte sind hier etwas höher als in den bituminösen Abschnitten des Unteren Hauptdolomits, und sogar wesentlich höher als in den Seefelder Schichten. Im Unteren Hauptdolomit und im unteren Abschnitt des Mittleren Hauptdolomits kann somit aufgrund der Absolutwerte, wie auch der Elementverhältnisdiagramme zusätzlich zum siliziklastischen Detritus noch ein weiterer Eintrag von Uran (in gelöster Form ?) angenommen werden.

In der Karbonatplattform der Steinplatte wurden die unterschiedlichen Faziesbereiche vom Riff über Riffschutt- und Vorriffsedimente bis zum Becken ebenfalls gammastrahlenspektrometrisch charakterisiert.

Die aerogeophysikalischen Vermessungen der Messgebiete Drauzug und Gailtal (SEIBERL & HEINZ 1985, 1986 und 1987) wurden mit den dem derzeitigen Stand der Auswertetechnik entsprechenden Methoden völlig neu bearbeitet.

Die Methodik dieses kompletten Reprocessing wird in ihren einzelnen Schritten kurz beschrieben, die Ergebnisse sind in Form von Karten in den Maßstäben 1:50.000 und 1:200.000 dargestellt.

Es wird ein vergleichender regionaler Überblick zwischen alter und neuer Auswertung gegeben. Dieser zeigt, dass insbesonders für die Aeroradiometriedaten die nunmehr neu durchgeführte Topographiekorrektur wesentlichen Einfluss auf die Ergebnisse hat. Deutlich erhöhte Werte für K, U und Th fanden sich in den bisherigen Auswertungen häufig entlang von Tälern und entlang von steilen Talflanken zum Drau- oder Gailtal. Viele dieser Maxima erwiesen sich nach durchgeführter Korrektur als ausschließlich durch Topographieeffekte bedingt.

Die Ergebnisse der Infrarotspektrometrie sind in Abschnitt 4.5. (S.88) zusammengefasst.

## 6. Literatur

- AMPFERER, O. & KERNER-MARILAUN, F. (1927): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000, Lofer und St. Johann.- Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ANDERLE, N. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich, 200 Arnoldstein; Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. und SLAPANSKY, P. (1997): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/96.- 84 S., 31 Abb., 11 Tab., 1 Anh., 6 Beil., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. und SLAPANSKY, P. (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/97.- 99 S., 22 Abb., 8 Tab., 5 Taf., 8 Beil., Wien.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. und SLAPANSKY, P. (Mitarbeit: R. ARNDT und R. FABER) (1999): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomaliehinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten, Bericht ÜLG-28/98.- 79 S., 31 Abb., 8 Tab., Wien.
- BEN-DOR E., IRONS J.R., EPEMA G.F (1999): Soil Reflectance.- in RENCI, A.: Remote Sensing for the Earth Sciences.- Manual of Remote Sensing, Third Edition, Volume 3, 710 S., John Wiley & Sons
- BERNHARD & FELFER (1999): Bohrlochgeophysik. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, Exkursionen; S. 285-286.
- BITTERLI, P. (1962): Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten.- Erdöl-Zeitschrift, 78, 7, 405-416, Leoben.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986).- Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 68, 67-92, Stuttgart 1986.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikkrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg).- Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 165-254, 5 Tab., 13 + X Taf.; Innsbruck.
- FRASER, D.C. (1978): Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system.- Geophysics, Tulsa.
- FRIES, W. (1988): Fazies, Diagenese, Paläogeographie und anorganische Geochemie eines potentiellen Erdölmuttergesteins: Bituminöse und kerogenreiche Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Ostalpen).- Unveröff. Diss. Univ. Freiburg i.Br., 175 S., 54 Abb., 17 Taf., 1 Tab.; Freiburg i.Br.
- FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1975): Facies and Geochemical Correlation in the Upper Hauptdolomit (Norian) of the Eastern Lechtal Alps.- Sed. Geol., 13, 27-45, 4 Fig., 4 Tab.; Amsterdam.
- FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1982): Hauptdolomit (Norian) – Stratigraphy, Palaeogeography and Diagenesis.- Sed. Geol., 32, 195-231, 9 Fig., 2 Tab.; Amsterdam.
- FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit - Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps).- Geol. Rdsch., 73, 305-319, 14 Abb., Stuttgart.
- GANNS, O. (1975): Geologische Karte von Bayern 1 : 100 000, Blatt 666, Reit im Winkl; München.

- HAUSER, Ch. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich, 117 Zirl; Wien.
- HELLMANN, W. (1979): Erläuterungen zur Bodenkarte 1 : 25 000 KB 52, Kartierungsbereich Krems an der Donau.- 190 S., III.; Wien.
- HUNT G.R., SALISBURY J.W. (1970): Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate minerals, *Mod. Geol.*, **1**, 283-300.
- International Atomic Energy Agency (IAEA) (1979): Gamma Ray Surveys in Uranium Exploration. - Technical reports Series No 186, Vienna.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen).- *Geol. Bavarica*, **56**, 3-102, 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 5 Beil.; München.
- KODINA, L.A., BOGATCHEVA, M.P. & LOBITZER, H. (1988): An Organic Geochemistry Study of Austrian Bituminous Rocks.- *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 291-300, 7 Text-Fig., 3 Tab.; Wien.
- KŘIBEK, B., PASAVA, J. & LOBITZER, H. (2000): The Behavior of Selected Trace Elements in Alpine Soils Developed on Black Shales in the Upper Part of the „Hauptdolomit“ (Seefeld Area, Tyrol, Austria).- *Abh. Geol. B.-Anst.*, **56/2**, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wien.
- KÖSTER, J. (1989): Organische Geochemie und Organo-Petrologie kerogenreicher Einschlüsse im Hauptdolomit (Trias, Nor) der Nördlichen Kalkalpen. – *Clausthaler Geowiss. Diss.*, **36**, 262 S., 91. Abb., 39 Tab., 3 Taf., Clausthal.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER, H. & SOLTI, G. (Mitarbeit: RAVASZ, C., BRUKNER-WEIN, A., KODINA, L.A., KLEIN, P., SCHWAIGHOFER, B., DRAXLER, I., SURENIAN, R. & STRADNER, H. (1991): Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhr - Steinplatte (Tirol/ Salzburg).- Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich - Ungarn (Red.: H. Lobitzer & Csaszar, G.), 155-191, 3 Abb., 9 Tab., 9 Taf.; Wien.
- LOBITZER, H. & PILLER, W.E. (1978): The Upper Triassic Steinplatte reef-complex (Tyrol/ Salzburg, Austria) and its regional setting.- *Reef Newsletter*, **5**, 15-16; Cardiff.
- LINZER, H.-G. (1989): Ausgeglichenes Profil und Kinematik der zentralen Lechtal- und Inntaldecke, Tirol.- *Diss. Univ. Karlsruhe*, 116 S., 54 Abb., 6 Tab.; Karlsruhe.
- LOBITZER, H. (1980): The Steinplatte Carbonate Platform/Basin-Complex (Norian/“Rhaetian”, Northern Calcareous Alps).- In: Boselli, A., Lobitzer, H., Brandner, R., Resch, W. & Castellarin, A. (Hrsg.): The Complex Basins of the Calcareous Alps and Palaeomargins.- *Abh. Geol. B.-A.*, **34**, 294-299, 2 Abb.; Wien.
- LOBITZER, H., KODINA, L.A., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R. (Mitarbeit: Dobruskina, I.A., Dosztaly, L., Draxler, I., Herrmann, P., Stojaspal, F. & Stradner, H.) (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine: Ein Zwischenbericht.- *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 85-107, 1 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Innsbruck.
- MILITZER H., WEBER F. (1984): Angewandte Geophysik, Band 1, Springer Verlag Wien – New York, Akademie Verlag Berlin.
- PILLER, W.E. (1981): The Steinplatte reef complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria.- *Spec. Publ. Soc. Econ. Pal. and Min. (SEPM)*, **30**, 261-290, 23 Fig.; Tulsa.
- POLESCHINSKY, W. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 117 Zirl.- *Jb. Geol. B.-Anst.*, **130**, 311-312; Wien.
- POLESCHINSKY, W. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 117 Zirl.- *Jb. Geol. B.-Anst.*, **131**, 435-436; Wien.

- POLESCHINSKY, W. (1989): Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie der Seefelder-Schichten im Raum Seefeld/Tirol: Ein potentielles Erdölmuttergestein aus dem Ober-Nor der Nördlichen Kalkalpen.- Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, V+197 Bl., 85 Abb., 8 Beil.; Innsbruck.
- RENCZ, A. (1999): Remote Sensing for the Earth Sciences.-Manual of Remote Sensing, Third Edition, Volume 3, 710 S., John Wiley & Sons
- ROETZEL R. (1999): Bohrungen im Teichgraben.- Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, Exkursionen; S. 283-284, 1 Abb.
- ROETZEL R. (1999): Interpretation der Bohrung Pulkauz S1.- Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, Retz-Hollabrunn, Exkursionen; S. 285.
- SCHACHTSCHABEL P. et al. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde.-491 S., 220 Abbildungen, 102 Tabellen, 1 Farbtafel, Enke Stuttgart 1992.
- SCHERMANN, O., BIEDERMANN, A., BOROVICZENY, F., HEINZ, H., KLEIN, P., KOCIU, A., RATAJ, W., SCHÄFFER, G., SCHEDL, A. & VECER, B. (1992): (Erhebung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Kitzbühel - Bereich St. Johann i.T. (ÖK 91), Lofer (ÖK92), Kitzbühel (ÖK 122), Zell a.S. (ÖK 123) jeweils Tiroler Anteil: Endbericht.- 220 S., 54 Abb., 10 Tab., 35 Beil.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen.- Jb. Geol. B.- A., 127, 673-692, 7 Abb., 1 Taf.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50 000, 199 Hermagor.- Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50 000, 198 Weißbriach.- Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHWARZ, G. F. (1991): Methodische Entwicklungen zur Aerogammaspektrometrie, Dissertation an der ETH Zürich, Zürich.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1985): Aerogeophysikalische Vermessung des Drauzuges (Auftragsforschungsprojekt KC-8/80).- 45 S., 12 Abb., 8 Anl.; Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung des zentralen Drauzuges (Forschungsprojekt KA-33d/84).- 37 S., 12 Abb., 11 Anl.; Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kirchbach / Gailtal (Forschungsprojekt KA-33a/84).- 39 S., 12 Abb., 11 Anl.; Wien.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte "Reef" (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria) = Riffmodelle und ihre Probleme: Das Steinplatte-"Riff" (Obertrias der Nördlichen Kalkalpen, Salzburg / Tirol, Österreich).- Facies, 20, 1-138, 33 Abb., 55 Taf., 2 Tab.; Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogenic Stellung und regionale Tektonik, IX + 449 S., 130 Abb., 7 Taf.; Wien (Deuticke).
- VETTERS H. (1933): Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete - 1:500 000; Wien.

## **7. Anhang**

### **Dokumentation der Infrarotspektren**