

**GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM**  
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS



Götz Reinhäckel

**Quantitative Analyse von  
Braunkohlenabraumkippen mit  
laborspektroskopischen Infrarot-  
Messungen (2.5-14  $\mu\text{m}$ ) und  
Fernerkundungsdaten  
(DAIS 7915/ASTER)**

---

Scientific Technical Report STR99/06

Diese Arbeit wurde als Inaugural-Dissertation  
zur Erlangung der Doktorwürde an der Fakultät für  
Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-  
Universität München im November 1998  
eingereicht.

Erster Berichterstatter: Prof. Dr. J. Bodechtel  
Zweiter Berichterstatter: Prof. Dr. H. Miller  
Dritter Berichterstatter: Dr. H. Kaufmann

Datum der mündlichen Prüfung: 18.2.1999

### **Impressum**

GeoForschungsZentrum Potsdam  
Telegrafenberg  
D-14473 Potsdam

e-mail: [postmaster@gfz-potsdam.de](mailto:postmaster@gfz-potsdam.de)  
www: <http://www.gfz-potsdam.de>

Gedruckt in Potsdam  
April 1999



A. 2.8  
Bergbau  
Fernerkundung  
Laboranwendung  
IR-Spektren

# Quantitative Analyse von Braunkohlenabraumkippen mit laborspektroskopischen Infrarot-Messungen (2.5-14 $\mu$ m) und Fernerkundungsdaten (DAIS 7915/ASTER)

---

Inaugural-Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
an der Fakultät für Geowissenschaften  
Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von  
Götz Reinhäckel

(München, im November 1998)



Scientific Technical Report STR99/06

## Vorwort

An dieser Stelle möchte ich den Personen danken, die zur Fertigung dieser Arbeit beigetragen haben. Die Arbeit entstand am Institut für Optoelektronik des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR), welches von Prof. F. Lanzl geleitet wird, im Rahmen eines vom Bundesministerium für Bildung, Forschung und Technologie (BMBF) geförderten Projektes. Prof. Lanzl gilt mein Dank für die gute Ausstattung des Arbeitsplatzes sowie des gesamten Umfeldes. Dem BMBF (Pt-WT) bin ich für die finanzielle Bewilligung des Vorhabens dankbar.

Besonders danke ich Herrn Prof. J. Bodechtel (Arbeitsgruppe Fernerkundung des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München), der diese Dissertation angeregt hat, sowie Herrn Prof. H. Miller, Leiter des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München und Herrn Dr. habil. H. Kaufmann vom GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ, PB 1.5) für die Übernahme der Gutachten. Prof. Bodechtel und Prof. Miller haben meine gesamte Ausbildung an der Universität München stark geprägt. Herr Dr. habil. Kaufmann ist Initiator des Forschungsvorhabens, im Rahmen dessen die vorliegende Arbeit durchgeführt wurde. Zugleich war er in seiner Funktion als Projektleiter an Planung und Durchführung der Arbeit wesentlich beteiligt. Den Betreuern bin ich für ihre Unterstützung und ständige Diskussionsbereitschaft dankbar.

Herr Andreas Müller, Leiter der Gruppe Spektroskopie und Modelle (SM) am Institut für Optoelektronik, ermöglichte durch seinen Einsatz die Durchführung der Arbeit am DLR. Seine fachliche und freundschaftliche Betreuung während meiner Tätigkeit hat die Arbeit maßgeblich beeinflusst.

Allen derzeitigen und ehemaligen Mitgliedern der Arbeitsgruppe SM - im einzelnen Peter Strobl, Dr. Rolf Richter, Andrea Hausold, Asunción Rianza, Ulrich Beisl, Dr. Boris Zhukov, Sabine Tischler, Frank Lehmann, Prof. Dieter Oertel, Dr. Peter Hausknecht und Tobias Rothfuß - danke ich für ihre Unterstützung und das kameradschaftliche Verhältnis innerhalb der Gruppe. Dabei möchte ich den Anteil betonen, den sie u.a. bei der Einarbeitung in die abbildende Spektrometrie (Andreas, Peter S., Peter H., Rolf und Frank), die Thermal-spektroskopie (Peter H.), die IDL-Programmierung (Peter S., Rolf, Andreas), die Korrektur der Daten (Peter S., Rolf, Andrea) und die Datensimulation (Boris, Peter S., Rolf) inne hatten. Erst durch dieses intensive Zusammenwirken konnte die Arbeit in vorliegender Form entstehen.

Bedanken möchte ich mich sehr herzlich bei den Mitarbeitern von Herrn Dr. Hermann Kaufmann am GFZ Potsdam, namentlich bei Gero Krüger, Alexander Zock sowie Dr. Bert Rein. In den zurückliegenden Jahren hat sich eine sehr enge Zusammenarbeit zwischen den Arbeitsgruppen am GFZ und DLR entwickelt, die viel Freude bereitet hat. Und ohne die chemisch-mineralogischen Ergebnisse der Geländeprobenauswertung von Gero Krüger hätte die Arbeit nicht in dieser Form durchgeführt werden können. Gero und Alex bin ich zudem für die Unterstützung bei der Korrektur der Rohversion dankbar.

Natürlich gilt mein Dank für die gute Zusammenarbeit auch Herrn Prof. W. Gläßer, Herrn Dr. Schreck und Frau Ute Wiegand vom Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle sowie Herrn Dr. P. Volk und Herrn Dirk Schrader von der Gesellschaft für Angewandte Fernerkundung. Die Firmen MIBRAG und LMBV, die für die untersuchten Tagebaue zuständig sind,

---

genehmigten die Geländebegehungen. Sie alle haben im Rahmen des Forschungsprojektes zu dieser Arbeit beigetragen.

Herrn Dr. C. Wagner vom Institut für Planetenerkundung des DLR in Berlin-Adlershof möchte ich sehr herzlich für die Bereitstellung des Thermalspektrometers danken. Nur durch seine Hilfsbereitschaft konnte die Thermalspektroskopie, die einen zentralen Teil der Arbeit darstellt, in der vorliegenden Form eingesetzt werden.

Großer Dank gebührt natürlich meinen Eltern und meinen beiden Schwestern für ihre ständige moralische Unterstützung während der Durchführung dieser Arbeit. Schließlich danke ich Audrey, die in dieser Zeit ein wichtiger Rückhalt war.

## Abstract

Within a few years after the German reunification, most open pit lignite mines in the Central German Lignite Mining District have been shut down leaving more than 200km<sup>2</sup> of devastated land in Saxony (Germany) even now. These areas are in demand of short term conceptions for future landuse and suitable recultivation methods. This thesis investigates, how thermal infrared (TIR) remote sensing in particular can provide valuable information, which is required to assist the landuse planning in identifying and classifying critical areas.

In order to establish the mining of the lignitic seams the overburden Quaternary and Tertiary sediments had been removed and dumped in conveyor bridge dumps. The Tertiary sediments contain the mineral pyrite, which reacts to sulfuric acid under wet oxidizing conditions. The acidification of the dumps is not only strongly affecting the chemical characteristics of groundwater and residual lakes but also the stability of slopes leaving the risk of slides and subsidences. For a risk assessment of the affected areas the geochemical and mineralogical composition as well as compositional changes of the dumps have to be explored. This is giving strong motivation for the application of remote sensing methods to answer the short term demands of landuse planners.

Hyperspectral scanner data were acquired over two open pits (Espenhain, Zwenkau). The used scanner is DLR's Digital Airborne Imaging Spectrometer (DAIS 7915) which records data in 79 bands from the visible to thermal infrared. To allow a quantitative approach by means of empirical methods, the airborne data had to undergo a number of correction procedures and accompanying ground truth measurements had to be carried out.

For a quantitative analysis of the target area, the data were calibrated and atmospherically corrected. Atmospheric modeling is based on the software packages SENSAT and ATCOR using the MODTRAN code. Internal distortions of the imagery were corrected from flight attitude information and the data were finally geocoded to Gauß-Krüger-coordinates.

A total of 77 field samples were taken to develop quantification algorithms based on spectral characteristics. Chemical and mineralogical analyses (GFZ Potsdam) as well as thermal infrared laboratory spectrometry (2.5-14µm) were performed. The samples were found to be mainly composed of quartz (50-90 weight percent), alkaline feldspars (5-20 wt.%), kaolinite (0-15 wt.%), illite (2-20 wt.%) and pyrite (0-4 wt.%).

In the TIR, many rock-forming minerals (e.g. silicates) show characteristic spectral features. To investigate the influence of different grain sizes on the spectral behavior, the particulate material was ground to grain sizes <63µm. Both, the fine homogenized and the original dump sediments were measured. The mineralogical quantitative sample composition was correlated with the spectral features measured in the laboratory. Different approaches were investigated to quantify the mineralogical composition including absorption band depths and spectral angle mapping (SAM). The analysis in the laboratory allowed a determination of kaolinite and quartz contents of the overburden dumps. By transferring the regressions obtained from laboratory spectroscopy to atmospherically corrected and calibrated DAIS 7915 data, quartz contents were successfully mapped. Due to the broad TIR bands of DAIS, the spectral features of kaolinite were not resolved in the airborne data. A temperature map derived from night-time DAIS thermal infrared data were evaluated with respect to exothermic pyrite oxidation, too. The fresh Tertiary dumps in Zwenkau show thermal anomalies which seem to

be related to exothermic oxidation processes.

As a final outlook, the potential of the ASTER sensor, which is planned to be launched in early 1999, was evaluated. The TIR bands of ASTER are likely to be a powerful tool for the mapping of quartz contents of particulate material. However, the low geometric resolution in the thermal infrared (90m pixel size) causes limitations for a structural analysis. Therefore, the Multi-Sensor-Multi-Resolution Technique (MMT) was used to unmix the low resolution bands using the higher resolution reflective ASTER bands (15-30m pixel size). The results show a significant improvement of the images. The MMT algorithm allows a further spectral investigation of the unmixed TIR data.

The results presented in this work show that remote sensing data can provide useful information for a quantitative assessment and monitoring of environmental impacts. The combined use of the wavelength region from the VIS to TIR produces characteristic features that allow a differentiation of the mineralogical components, which could not have been achieved with either data set separately.

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort .....	iii
Abstract .....	v
Inhaltsverzeichnis .....	vii
Abbildungsverzeichnis .....	x
Tabellenverzeichnis .....	xvi
Abkürzungsverzeichnis .....	xvii
<b>1 Einleitung .....</b>	<b>1</b>
1.1 Einführung .....	1
1.2 Aufgabenstellung .....	2
1.3 Aufbau der Arbeit .....	4
<b>2 Untersuchungsgebiet .....</b>	<b>5</b>
2.1 Allgemeines .....	5
2.2 Regionale Geologie .....	6
2.3 Die Abraumkippen .....	8
2.3.1 Zusammensetzung der Förderbrückenkippen .....	9
2.3.2 Alterationen der Abraumkippen infolge Pyritoxidation .....	11
2.4 Landschaftliche und ökologische Folgen des Braunkohlentagebaus .....	12
2.4.1 Hydrogeologie .....	12
2.4.2 Geomorphologische Prozesse .....	13
<b>3 Grundlagen der optischen, passiven Fernerkundung .....</b>	<b>14</b>
3.1 Allgemeines .....	14
3.2 Charakteristik der elektromagnetischen Strahlung .....	14
3.3 Wechselwirkung zwischen EMS und Materie .....	14
3.3.1 Spektrale Signaturen im VIS, NIR und SWIR .....	16
3.3.2 Spektrale Signaturen im TIR .....	18
3.3.2.1 Einfluß der Korngröße auf das Spektralverhalten .....	21
3.3.2.2 Beziehung zwischen Emission und Reflexion im TIR .....	23
3.4 Spektrale Auswerteverfahren .....	25
3.4.1 Kontinuumanalyse .....	25
3.4.2 Spectral Angle Mapping (SAM) .....	26
<b>4 Das abbildende Spektrometer DAIS 7915 .....</b>	<b>28</b>
4.1 Abbildende Spektrometrie .....	28
4.2 Das abbildende Spektrometer DAIS 7915 .....	28
4.2.1 Aufnahmeprinzip und Meßtechnik .....	29



4.2.2	Technische Kenngrößen des DAIS 7915 .....	30
4.2.3	Datenaufbereitung .....	31
4.2.3.1	Systemkorrektur .....	31
4.2.3.2	Datenfilterung .....	31
4.2.3.3	Datenkalibrierung .....	33
4.2.3.4	Datenqualität .....	34
<b>5</b>	<b>Korrektur der DAIS 7915 Daten .....</b>	<b>36</b>
5.1	Atmosphärische Korrektur .....	36
5.1.1	Streuprozesse in der Atmosphäre .....	36
5.1.2	Absorptionsprozesse .....	37
5.1.3	Atmosphärische Korrekturverfahren .....	37
5.1.4	Atmosphärische Korrektur mit ATCOR .....	38
5.1.4.1	Wellenlängenbereich 0.5-2.5 $\mu$ m .....	38
5.1.4.2	Wellenlängenbereich 8-13 $\mu$ m .....	40
5.1.5	Modellsimulationen im thermalen Infrarot .....	42
5.2	Geometrische Korrektur .....	46
5.2.1	Parametrischer Ansatz .....	47
5.2.2	Nichtparametrischer Ansatz .....	48
<b>6</b>	<b>Quantitative Infrarot-Laborspektroskopie (2.5-14<math>\mu</math>m) .....</b>	<b>49</b>
6.1	Allgemeines .....	49
6.2	Meßapparatur .....	49
6.2.1	Experimentelle Stabilität .....	50
6.2.2	Reproduzierbarkeit der Labormessungen .....	51
6.2.3	Vergleich von bikonischen und hemisphärischen Reflexionsspektren .....	52
6.3	Spektroskopische Untersuchungen von Referenzproben .....	53
6.3.1	Quarz .....	54
6.3.2	Quarz-Orthoklas-Mischungen .....	55
6.3.3	Quarz-Orthoklas-Kaolinit-Mischungen .....	56
6.4	Spektroskopische Untersuchungen von Abraumkippen .....	57
6.4.1	Quantitative Auswertung aufbereiteter Proben (Korngröße <63 $\mu$ m) .....	58
6.4.1.1	Modellierung von Reflexionsspektren aufbereiteter Proben .....	60
6.4.1.2	Quarz .....	61
6.4.1.3	Kaolinit .....	64
6.4.2	Quantitative Auswertung von Originalproben .....	66
6.4.2.1	Quarz .....	68
6.4.2.2	Kaolinit .....	71
6.4.2.3	Organischer Kohlenstoff .....	75
6.4.2.4	Illit .....	77
6.4.2.5	Pyrit .....	79
6.4.2.6	Einfluß von Bodenfeuchte .....	82
6.4.2.7	Einfluß variierender Blickwinkel .....	84
6.5	Diskussion der Ergebnisse .....	85
<b>7</b>	<b>DAIS 7915 Datenauswertung .....</b>	<b>88</b>
7.1	Allgemeines .....	88
7.2	Spektralbereich VIS-SWIR II (0.5-2.5 $\mu$ m) .....	88
7.2.1	Qualitative Materialunterscheidungen .....	88
7.2.1.1	Radiometrische Korrektur der Daten .....	90

7.2.1.2	Vergleich von DAIS- und ASD-Bodenspektren .....	91
7.2.2	Quantitative Materialunterscheidung.....	94
7.2.2.1	Laborspektroskopische Untersuchungen.....	94
7.2.2.2	Quantitative Kaolinitbestimmung aus DAIS 7915 Daten .....	96
7.3	Spektralbereich TIR (8.6-12.3µm) .....	98
7.3.1	Trennung von Emissionsgrad- und Temperaturinformationen im TIR .....	99
7.3.1.1	Verfahren zur Trennung von Emission und Temperatur.....	100
7.3.1.1.1	Emissionsgradnormierungs-Methode .....	100
7.3.1.1.2	Referenzkanal-Methode.....	101
7.3.1.1.3	Alpha-Residual-Methode.....	101
7.3.1.2	Prozessierung von DAIS 7915 Bilddaten.....	104
7.3.1.3	Verarbeitung von Thermal-Laborspektren.....	108
7.3.1.4	Zusammenfassung und Beurteilung der Ergebnisse.....	115
7.3.2	Quantitative Mineralbestimmung .....	116
7.3.2.1	Anpassung der Laborspektren.....	116
7.3.2.2	Ableitung quantitativer Quarzgehalte aus DAIS 7915 Daten .....	121
7.3.2.3	Störeinflüsse und Fehlerabschätzung .....	129
7.3.2.3.1	Statistische Fehler der Mineralbestimmung.....	129
7.3.2.3.2	Einfluß einzelner Bestandteile auf die Mineralbestimmung .....	129
7.3.2.3.3	Winkelabhängiges Spektralverhalten.....	130
7.3.2.3.4	Einfluß der Bodenfeuchte .....	131
7.3.2.3.5	Einfluß von Vegetationsbedeckung .....	132
7.3.3	Ableitung von Oberflächentemperaturen.....	133
7.4	Zusammenfassung der Ergebnisse .....	138
8	Auswertung simulierter ASTER-Daten .....	140
8.1	Allgemeines.....	140
8.2	ASTER Systembeschreibung .....	140
8.3	Analyse der ASTER-Spektralkanäle .....	141
8.4	ASTER Bilddaten-Simulation.....	144
8.4.1	Vergleich von simulierten und realen Datensätzen .....	145
8.4.2	ASTER-Bilddatenentmischung .....	148
8.4.2.1	MMT-Algorithmus.....	149
8.4.2.2	Untersuchung entmischter ASTER-Daten .....	150
8.4.2.3	Limitierung des MMT-Ansatzes .....	153
8.5	Diskussion der Ergebnisse .....	154
9	Zusammenfassung .....	156
10	Literaturverzeichnis.....	159



## Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: Satellitenbild der Braunkohlentagebaue Zwenkau und Espenhain (Landsat TM, Kanal 4, 30.5.96) im Süden Leipzigs .....	5
Abb. 2.2: Geologischer Schnitt des Tagebaus Zwenkau (nach SCHRADER, 1997) .....	6
Abb. 2.3: Geologisches Profil der Tagebaue Zwenkau und Espenhain (mod. von Dr. B. Rein, GFZ, nach BELLMANN et al., 1994) .....	7
Abb. 2.4: Schema des Braunkohlentagebaus Zwenkau (nach SCHRADER, 1997) .....	9
Abb. 2.5: pH-Wertentwicklung bei Flutung des Tagebaus Cospuden (mod. nach GLÄBER, 1995).....	12
Abb. 3.1: Reflexionsspektren OH-haltiger Minerale (nach USGS spectral library; RSI, 1998a).....	17
Abb. 3.2: Emissionsspektren verschiedener Silikate (nach EOSAT, 1986) .....	19
Abb. 3.3: Spektralmerkmale der Silikate im Wellenlängenbereich von 7-40 $\mu$ m (nach HUNT, 1980) 20	
Abb. 3.4: Emissionsspektren von Quarz und Strontianit bei unterschiedlichen Korngrößen (mod. nach HUNT & VINCENT, 1968).....	22
Abb. 3.5: Einfluß von Korngröße und Porosität auf das Reflexionsspektrum von Quarz (mod. nach SALISBURY & EASTES, 1985) .....	23
Abb. 3.6: Vergleich von gemessener (durchgezogene Linie) und berechneter Emission (gestrichelt) eines feinkörnigen Quarzpulvers (nach SALISBURY et al., 1994).....	24
Abb. 3.7: Reflexionsspektren zweier Zwenkauer Geländeproben mit aufgespanntem Kontinuum ...	26
Abb. 3.8: Reflexionsspektren zweier Zwenkauer Geländeproben nach Kontinuumnormierung .....	26
Abb. 3.9: Prinzip des Spectral Angle Mapping (mod. nach KRUSE et al., 1993) .....	27
Abb. 4.1: Optisches Schema des DAIS 7915 (mod. nach STROBL et al., 1996a).....	29
Abb. 4.2: Vergleich eines Ausschnitts von DAIS Kanal 43 vor und nach der Datenfilterung (links: Originaldatensatz, Mitte: gefilterte Daten, rechts: Differenzbild) .....	33
Abb. 5.1: Sonnenenergiespektrum mit Absorptionsbanden der Erdatmosphäre .....	37
Abb. 5.2: Darstellung der atmosph. Parameter Druck, rel. Feuchte und Temperatur als Funktion der Höhe (Radiosondenprofil Zwenkau vom 23.7.97).....	39
Abb. 5.3: Transmission bei verschiedenen Atmosphärenprofile im thermalen IR .....	41
Abb. 5.4: Verlauf des Transmissionsgrades als Funktion des Scanwinkels (verschiedene Atmosphärenprofile).....	44
Abb. 5.5: Verlauf des Streulichts als Funktion des Scanwinkels (verschiedene Atmosphärenprofile)44	
Abb. 5.6: Verlauf der Gesamtstrahlung am Sensor als Funktion des Scanwinkels (verschiedene Atmosphärenprofile).....	45
Abb. 5.7: Schematische Darstellung der Aufnahmegeometrie eines optomechanischen Scanners bei Abbildung der Erdoberfläche.....	47
Abb. 6.1: Reflexionsverhalten des Referenzstandards mit Mittelwert (durchgezogen) und einer Standardabweichung (gestrichelt).....	51
Abb. 6.2: Reflexionsspektrum von Kippenabraum mit Mittelwert (durchgezogen) und einer Standardabweichung (gestrichelt).....	52
Abb. 6.3: Vergleich von bikonischen und hemisphärischen Reflexionsspektren (nach SALISBURY et al., 1991a) .....	53

Abb. 6.4: Reflexionsspektren von Quarz, Korngröße 0.3-0.6mm (durchgezogen) und <math><63\mu\text{m}</math> (gepunktet) .....	54
Abb. 6.5: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linie) und modellierten (gepunktete Linie) Reflexionsspektren von Quarz-Orthoklas-Mischungen (Reflexionsgradinkrement 0.01, Spektren vertikal um $R= 0.05$ verschoben).....	55
Abb. 6.6: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linie) und modellierten (gepunktete Linie) Reflexionsspektren von Quarz-Kaolinit-Mischungen (Reflexionsgradinkrement 0.01, Spektren vertikal um $R= 0.1$ verschoben).....	56
Abb. 6.7: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linie) und modellierten (gepunktete Linie) Reflexionsspektren von Quarz-Orthoklas- Kaolinit-Mischungen (Reflexionsgradinkrement 0.01, Spektren vertikal um $R= 0.05$ verschoben).....	57
Abb. 6.8: Reflexionsspektren homogenisierter Proben (Korngrößen <math><63\mu\text{m}</math>) des Tagebaus Zwenkau (Spektren vertikal um $R=0.05$ verschoben) .....	58
Abb. 6.9: Reflexionsspektren homogenisierter Proben (Korngrößen <math><63\mu\text{m}</math>) des Tagebaus Espenhain (Spektren vertikal um $R= 0.05$ verschoben) .....	59
Abb. 6.10: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linien) und modellierten (gestrichelte Linien) Reflexionsspektren zweier aufbereiteter Abraumphproben (Korngröße <math><63\mu\text{m}</math>) des Tagebaus Zwenkau.....	60
Abb. 6.11: Reflexionsspektren von aufbereiteten Einzelmaterialien (Korngrößen <math><63\mu\text{m}</math>) .....	61
Abb. 6.12: Relative Bandentiefe bei $8.62\mu\text{m}$ gegen den Quarzgehalt, aufbereitete Proben aus den Tagebauen Zwenkau und Espenhain, Korngrößen <math><63\mu\text{m}</math>.....	62
Abb. 6.13: Reflexionsgrad bei $8.2\mu\text{m}$ gegen den Quarzgehalt, aufbereitete Proben aus Zwenkau und Espenhain, Korngrößen <math><63\mu\text{m}</math>.....	63
Abb. 6.14: Relative Bandtiefe $T$ bei $8.97\mu\text{m}$ gegen den Kaolinitgehalt; aufbereitete Proben aus Zwenkau und Espenhain, Korngröße <math><63\mu\text{m}</math> .....	64
Abb. 6.15: Reflexionsgradratio bei $11.45/10.93\mu\text{m}$ gegen den Kaolinitgehalt (links) bzw. den Tonmineralgehalt (rechts); aufbereitete Proben aus Zwenkau und Espenhain, Korngröße <math><63\mu\text{m}</math>.....	65
Abb. 6.16: Reflexionsspektren von Originalproben des Tagebaus Zwenkau (Spektren vertikal um $R= 0.05$ verschoben).....	66
Abb. 6.17: Reflexionsspektren von Originalproben des Tagebaus Espenhain (Spektren vertikal um $R= 0.05$ verschoben) .....	67
Abb. 6.18: Relative Bandentiefe bei $8.62\mu\text{m}$ gegen den Quarzgehalt der Originalproben der Tagebaue Espenhain (links) und Zwenkau (rechts) .....	68
Abb. 6.19: Relative Bandentiefe bei $8.62\mu\text{m}$ gegen den Quarzgehalt aller Originalproben (Tagebaue Espenhain und Zwenkau).....	69
Abb. 6.20: Winkelunterschied $\alpha$ gegen den Quarzgehalt der Originalproben im Spektralbereich $7.6-14\mu\text{m}$ , Tagebau Espenhain (links) und Zwenkau (rechts) .....	70
Abb. 6.21: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von Kaolinit .....	72
Abb. 6.22: Relative Bandentiefe der Espenhainer Mischproben bei Zugabe von Kaolinit (links) und lineare Regression zwischen Kaolinitgehalt und Bandentiefe aller Mischproben aus Espenhain und Zwenkau (rechts).....	73
Abb. 6.23: Relative Bandentiefen bei $9.78\mu\text{m}$ gegen den Kaolinitgehalt der originalen Abraumphproben bzw. der Mischproben.....	73

Abb. 6.24: Relative Bandentiefe bei 8.97 $\mu$ m (links) bzw. 9.78 $\mu$ m (rechts) gegen den Kaolinitgehalt der Originalproben der Tagebaue Espenhain und Zwenkau .....	74
Abb. 6.25: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von feinkörnigem org. Kohlenstoff (TOC).....	76
Abb. 6.26: Relative Bandentiefen der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Mischproben bei Zugabe von TOC (in Form von Braunkohle).....	77
Abb. 6.27: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von Illit .....	78
Abb. 6.28: Relative Bandentiefen der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Mischproben bei Zugabe von Illit.....	78
Abb. 6.29: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von feinkörnigem Pyrit .....	80
Abb. 6.30: Relative Bandentiefen der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Mischproben bei Zugabe von Pyrit.....	81
Abb. 6.31: Lineare Regression zwischen Pyritgehalt und Reflexionsindex V (links: Pyrit-Mischproben, rechts: Pyrit-Mischproben und Originalproben aus Zwenkau und Espenhain) .....	82
Abb. 6.32: Reflexionsspektren einer Espenhainer Probe bei Zugabe von H <sub>2</sub> O.....	82
Abb. 6.33: Relative Bandentiefen gegen den Feuchtegehalt .....	83
Abb. 6.34: Reflexionsspektren einer Espenhainer Probe bei veränderter Meßgeometrie .....	84
Abb. 6.35: Relative Bandentiefen gegen den Meßwinkel .....	85
Abb. 7.1: DAIS 7915 Daten vom Tagebau Espenhain mit Lage der Testregionen (Kanal 20, geometrisch nicht korrigiert, Aufnahmezeitpunkt 7.7.1995) .....	89
Abb. 7.2: Relative DAIS-Reflexionsspektren im SWIR II, ungeglättet (dünn) und geglättet (fett)....	91
Abb. 7.3: Geglättete relative DAIS-Reflexionsspektren (Mittelwert über 3 Kanäle).....	92
Abb. 7.4: ASD-Bodenreflexionsspektren (angepaßt an die spektrale Charakteristik des DAIS) .....	92
Abb. 7.5: Normierte Kontinuumspektren (DAIS 7915 Daten).....	93
Abb. 7.6: Normierte Kontinuumspektren (ASD-Bodenspektrometerdaten).....	93
Abb. 7.7: Relative Bandentiefe bei 2.2 $\mu$ m gegen den Kaolinitgehalt der Espenhainer Abraumproben (links: aufbereitetes Material, Korngrößen <63 $\mu$ m, rechts: Originalkörnung) .....	95
Abb. 7.8: Relative Bandentiefe bei 2.2 $\mu$ m gegen den Kaolinitgehalt der Espenhainer Abraumproben (Berechnung der Bandentiefe nach Anpassung der Spektren auf DAIS 7915) .....	96
Abb. 7.9: DAIS 7915 Daten des Tagebaus Espenhain (7.7.95), Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Kanal 20 mit Beschreibung verschiedener Oberflächentypen. Rechts: Quantitative Kaolinitverteilung .....	97
Abb. 7.10: DAIS 7915 Daten des Tagebaus Espenhain (7.7.95), Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Vegetationsbedeckung (weiß: keine Vegetation, grau: spärliche Vegetation, schwarz: dichte Vegetation). Rechts: Wasserflächen (schwarz) .....	98
Abb. 7.11: Emissionsspektrum (dünn) und dazugehöriges Alpha-Residual-Spektrum (fett) .....	103
Abb. 7.12: Emissionsspektrum (durchgezogen) und aus Alpha-Residuals resultierende Emissionsspektren (versch. Mittelwerte).....	104
Abb. 7.13: Emissionsgradbild DAIS-Kanal 74 (8.6 $\mu$ m), berechnet aus atmosphärisch und geometrisch korrigierten DAIS 7915 Daten, Tagebau Zwenkau (links: Emissionsgradnormierungsmethode, Mitte: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode) .....	105

Abb. 7.14: Emissionsgradbild DAIS-Kanal 78 (11.6µm), Tagebau Zwenkau (links: Emissionsgradnormierungs-Methode, Mitte: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode).....	105
Abb. 7.15: Emissionsgradspektren von 4 Kippensubstraten und Wasser; DAIS-Daten TB Zwenkau (links: Emissionsgradnormierungs-Methode, rechts: Referenzkanal-Methode).....	106
Abb. 7.16: Emissionsgradspektren von 4 Kippensubstraten und Wasser, DAIS-Daten TB Zwenkau, Alpha-Residual-Methode.....	107
Abb. 7.17: Laborspektren von Kippensubstraten (angepaßt auf DAIS 7915, Umwandlung von Reflexionsgrad in Emissionsgrad mit $E = 1 - R$ ) .....	108
Abb. 7.18: Berechnete Emissionsspektren (links: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode).....	109
Abb. 7.19: Ratiowerte K79/K74 Referenzkanal-Methode (hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren) .....	110
Abb. 7.20: Ratiowerte K79/K74 Alpha-Residual-Methode (hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren) .....	110
Abb. 7.21: Ratiowerte K74/K75 Referenzkanal-Methode (hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren) .....	111
Abb. 7.22: Ratiowerte K74/K75 Alpha-Residual-Methode (hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren) .....	111
Abb. 7.23: Einfluß verschiedener Emissionsgrade in Kanal 79 auf Ratiowerte K79/K74 (Referenzkanal Methode).....	112
Abb. 7.24: Einfluß verschiedener Emissionsgrade in Kanal 79 auf Ratiowerte Kanal 74/Kanal 75 (Referenzkanal-Methode) .....	112
Abb. 7.25: Einfluß verschiedener Emissionsgradmittelwerte auf Ratiowerte K79/K74 (Alpha-Residual-Methode).....	113
Abb. 7.26: Einfluß verschiedener Emissionsgradmittelwerte auf Ratiowerte K74/K75 (Alpha-Residual-Methode).....	113
Abb. 7.27: Laborspektren, ohne Rauschen (durchgezogen) und mit überlagertem Rauschen (gestrichelt) .....	114
Abb. 7.28: Ratiowerte K79/K74, Originalemissionsspektren (weiß) und berechnete Emissionsgrade (grau) nach Hinzufügen von simuliertem Rauschen, Schwankungsbreite $\pm 0.4\%$ , (links: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode) .....	115
Abb. 7.29: Ratiowerte K74/K75, Originalemissionsspektren (weiß) und berechnete Emissionsgrade (grau) nach Hinzufügen von simuliertem Rauschen, Schwankungsbreite $\pm 0.4\%$ (links: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode) .....	115
Abb. 7.30: Spektrale DAIS 7915 Responsefunktionen im TIR (Jahr 1996).....	117
Abb. 7.31: Reflexionsspektren Zwenkauer Abraumproben, angepaßt auf DAIS 7915 (Spektren vertikal um $R = 0.05$ versetzt).....	117
Abb. 7.32: Kanalratio Q (K74/K78) gegen den Quarzgehalt der Espenhainer (links) bzw. Zwenkauer (rechts) Abraumproben .....	118
Abb. 7.33: Kanalratio Q (K74/K78) gegen den Quarzgehalt der Espenhainer und Zwenkauer Abraumproben .....	118
Abb. 7.34: Winkelunterschied $\alpha$ gegen den Quarzgehalt der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Abraumproben (Winkelunterschied zwischen Quarz-Referenzspektrum und Kippenabraum-Testspektren).....	120



Abb. 7.35: Methodik der DAIS-Datenverarbeitung und -auswertung im thermalen IR.....	122
Abb. 7.36: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Kanal 20 mit Beschreibung verschiedener Oberflächentypen. Rechts: Karte der quantitativen Quarzverteilung .....	124
Abb. 7.37: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Unterscheidung von vegetationsbedeckten Flächen (weiß: keine Vegetation, grau: spärliche Vegetation, schwarz: dichte Vegetation). Rechts: Wasserflächen (schwarz).....	125
Abb. 7.38: DAIS-Daten des Tagebaus Espenhain, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Ratio K78/K74 mit Beschreibung verschiedener Oberflächentypen. Rechts: Karte der quantitativen Quarzverteilung .....	126
Abb. 7.39: Veränderung des Kanalratiowertes Q (K74/K78) bei Zugabe einzelner Probenbestandteile (Mischprobe TB Espenhain) .....	130
Abb. 7.40: Kanalratiowerte Q (K74/K78) gegen den Ein- und Ausfallswinkel einer Espenhainer Probe .....	131
Abb. 7.41: Hemisphärisches Reflexionsspektrum von Wasser (links, nach SALISBURY & D'ARIA, 1992a) bzw. Kanalratiowerte Q (K74/K78) gegen den Feuchtegehalt einer Espenhainer Probe (rechts).....	132
Abb. 7.42: Hemisphärische Reflexionsspektren von Vegetation im thermalen IR (nach SALISBURY & D'ARIA, 1992a).....	132
Abb. 7.43: Tagesgang der Strahlungstemperaturen verschiedener Oberflächenmaterialien (links) und der Temperaturen von Materialien mit unterschiedlicher Albedo (rechts; mod. nach DRURY, 1993) .....	134
Abb. 7.44: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Oberflächentemperaturen (21.10.97). Rechts: Pyritverteilung (30.5.96, hell: hohe Mineralanteile).....	136
Abb. 7.45: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau vom 21.10.97, Gauß-Krüger-Koordinaten: Qualitative Quarzverteilung.....	137
Abb. 7.46: DAIS 7915 Daten (Ausschnitt des südlichen Tagebaubereiches Zwenkau): Oberflächentemperaturen (links) bzw. qualitative Quarzverteilung (rechts).....	137
Abb. 8.1: Spektrale Responsefunktionen von ASTER im thermalen Infrarot.....	141
Abb. 8.2: Reflexionsspektren Zwenkauer Geländeproben, angepaßt auf spektrale Charakteristik von ASTER (Spektren vertikal um R= 0.05 verschoben).....	142
Abb. 8.3: Kanalratiowerte ASTER K10/K14 gegen den Quarzgehalt (links: Espenhain, rechts: Zwenkau) .....	143
Abb. 8.4: Spezifizierte ASTER-Responsekurven (durchgezogen) und simulierte ASTER- TIR-Responsekurven bzw. DAIS 7915 TIR-Responsekurven (gepunktet).....	145
Abb. 8.5: Simulierte ASTER-Bilddaten, TB Zwenkau (links oben: Kanal 1, 15m Pixelgröße; rechts oben: Kanal 7, 30m Pixelgröße; links unten: Kanal 10 (Emissionsgrade, 90m Pixelgröße); rechts unten: Referenzdaten Kanal 10 (Emissionsgrade, 15m Pixelgröße)).....	146
Abb. 8.6: Reflexionsspektren, extrahiert aus simulierten ASTER-Daten.....	147
Abb. 8.7: Reflexionsspektren, extrahiert aus realen DAIS 7915 Daten .....	147
Abb. 8.8: Vergleich von simulierten und MMT-entmischten ASTER TIR-Daten (links oben: MMT-entmischte (10 Klassen), Kanal 10, 15m Pixelgröße; rechts oben: ASTER TIR-Daten, Kanal 10, 90m; links unten: Ratio Referenzdaten 15m/MMT-entmischte ASTER-Daten, Kanal 10, 15m; rechts unten: Ratio Referenzdaten 15m/MMT-entmischte ASTER-Daten, Kanal 13, 15m) .....	151

- Abb. 8.9: Emissionsgradspektren verschiedener Oberflächen (links: simulierte ASTER TIR-Daten, Pixelgröße 90m; rechts: MMT-entmischte ASTER TIR-Daten, Pixelgröße 15m)..... 153
- Abb. 8.10: Ausschnitt aus simulierten und MMT-entmischten ASTER-Daten; links oben: ASTER-Kanal 1, 15m Pixelgröße; rechts oben: DAIS Referenzdaten, Kanal 10, Emissionsgrade, 15m; links unten: ASTER-Kanal 10, Emissionsgrade, 90m; Mitte unten: VNIR Klassifikationsergebnis, 15m; rechts unten: MMT-entmischte ASTER TIR-Daten, Kanal 10, Emissionsgrade, 15m ..... 154

## Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1:	Mineralogische Zusammensetzung der Geländeprobe (Abraumförderbrückenkippen der TB Espenhain und Zwenkau, mod. nach KRÜGER et al., 1998b) .....	10
Tab. 2.2:	Korngrößenverteilung von 12 Geländeprobe der Abraumförderbrückenkippe des TB Zwenkau.....	11
Tab. 3.1:	Spektralbereiche in der optischen, passiven Fernerkundung (mod. nach SCHOWENGERDT, 1997) .....	15
Tab. 4.1:	Gemessene, technische Kenngrößen des DAIS 7915 (mod. nach STROBL et al., 1997) .....	30
Tab. 4.2:	Gemittelte SNR-Werte von Wasserflächen .....	34
Tab. 5.1:	Inputparameter zur atmosphärischen Korrektur der DAIS 7915 Daten mit ATCOR.....	38
Tab. 5.2:	Modifizierte, mit ATFUNC berechnete Look-Up-Tabelle für DAIS-Kanal 74 (L(Gesamt)= Gesamtstrahlung am Sensor, L(Streu)= Streulicht, $\epsilon$ = Bodenemissionsgrad).....	41
Tab. 7.1:	Flächenmäßige Anteile der Quarzgehalte der AFB-Kippen (abgeleitet aus DAIS 7915 Daten vom 30.5.96) .....	128
Tab. 8.1:	ASTER-Spektralkanäle sowie radiometrische und geometrische Parameter (mod. nach YAMAGUCHI et al., 1994 und ERSDAC, 1998a) .....	141
Tab. 8.2:	Korrelationsergebnisse ( $R^2$ ) der linearen Regressionsrechnungen (ASTER-Kanalratiewerte bzw. -Kanalintensitäten gegen Quarzgehalte) .....	143
Tab. 8.3:	Radiometrische Genauigkeit der MMT-Entmischung (statistische Abweichungen zwischen Referenzdaten und entmischten ASTER-Daten) .....	152

## Abkürzungsverzeichnis

<b>A/D</b>	Analog/Digital
<b>AFB</b>	Abraumförderbrücke
<b>ASTER</b>	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
<b>ATCOR</b>	Atmospheric Correction
<b>ATFUNC</b>	Atmospheric Function
<b>AVIRIS</b>	Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer
<b>Bit</b>	Binary Digit
<b>BSQ</b>	Band Sequential
<b>CASI</b>	Compact Airborne Spectrographic Imager
<b>CCD</b>	Charged Coupled Device (lichtempfindlicher Halbleiter)
<b>DAIS 7915</b>	Digital Airborne Imaging Spectrometer 7915
<b>DGM</b>	Digitales Geländemodell
<b>DLR</b>	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V.
<b>EMS</b>	Elektromagnetische Strahlung
<b>FOV</b>	Field of View (Gesichtsfeld)
<b>GAF</b>	Gesellschaft für Angewandte Fernerkundung mbH
<b>GER</b>	Geophysical & Environmental Research Corp.
<b>GFOV</b>	Ground Field of View (Bodenelementgröße)
<b>GFZ</b>	GeoForschungsZentrum Potsdam
<b>GIS</b>	Geographisches Informationssystem
<b>GPS</b>	Global Positioning System
<b>HgCdTe</b>	Quecksilber-Cadmium-Tellurid
<b>IDL</b>	Interactive Data Language
<b>IFOV</b>	Instantaneous Field of View (momentanes Gesichtsfeld)
<b>InSb</b>	Indium-Antimonit
<b>LOWTRAN</b>	Low Resolution Transmission Code
<b>MIR</b>	Mid Infrared (mittlerer infraroter Wellenlängenbereich)
<b>MMT</b>	Multi-Sensor-Multi-Resolution-Technik
<b>MNF</b>	Minimum Noise Fraction
<b>MODTRAN</b>	Moderate Resolution Transmission Code
<b>MOMS</b>	Modularer Optoelektronischer Multispektral Scanner
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NDVI</b>	Normalised Difference Vegetation Index
<b>NE<math>\Delta</math>R</b>	Noise Equivalent Delta Radiance
<b>NE<math>\Delta</math>T</b>	Noise Equivalent Delta Temperature
<b>NIR</b>	Near Infrared (naher infraroter Wellenlängenbereich)
<b>Pixel</b>	Picture Element
<b>SENSAT</b>	Sensor-Atmosphere-Target
<b>Si</b>	Silizium
<b>SNR</b>	Signal to Noise Ratio (Verhältnis von Nutz- zu Störsignal)
<b>SPOT</b>	Système Probatoire d'Observation de la Terre
<b>SWIR</b>	Short Wave Infrared (kurzwelliger infraroter Wellenlängenbereich)
<b>TB</b>	Tagebau
<b>TIMS</b>	Thermal Infrared Multispectral Scanner
<b>TIR</b>	Thermal Infrared (thermaler Wellenlängenbereich)
<b>TM</b>	Thematic Mapper
<b>TOC</b>	Total Organic Carbon
<b>UFZ</b>	Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle
<b>USGS</b>	United States Geological Survey
<b>VIS</b>	Visible (sichtbarer Wellenlängenbereich)
<b>VNIR</b>	Visible/NIR (sichtbarer und nahinfraroter Wellenlängenbereich)



# 1 Einleitung

## 1.1 Einführung

Mit zunehmender Sensibilisierung des Menschen für Veränderungen der Umwelt nimmt die Entwicklung neuer Maßnahmen zur Sanierung und Rückgewinnung zerstörter Landschaften eine größere Rolle ein. In diesem Zusammenhang stehen Bergbaufolgelandschaften in stärkerem Maße im Blickpunkt. Neben dem Uranbergbau sind in den alten und neuen Bundesländern die Eingriffe in die Naturlandschaften durch den Braunkohlentagebau groß. Verschiedene Faktoren können angeführt werden, die im Hinblick auf eine Beurteilung der aktuellen Situation sowie eine spätere Rekultivierung der Tagebaue Probleme aufwerfen.

Im mitteldeutschen Braunkohlenrevier zeichnen sich die während des Tertiärs (Eozän und Oligozän) abgelagerten Schichten durch große stoffliche Vielfalt aus. Neben Quarz, Feldspäten und Tonmineralen (Kaolinit und Illit) weisen die unter reduzierenden Bedingungen sedimentierten Schichten relativ hohe Gehalte sulfidisch gebundenen zweiwertigen Eisens (Pyrit) auf. Im Zuge der Kohleförderung kommt es zur Verkippung des Abraumes. Pyrit gelangt so mit Sauerstoff und Wasser in Kontakt und wird unter Freisetzung von Schwefelsäure oxidiert. Es tritt eine extreme Versauerung der Kippenwässer auf und Folgereaktionen verändern den ursprünglichen Mineralbestand des Abraumes.

Zur Abschätzung und Steuerung der Prozesse sowie im Hinblick auf eine spätere Sanierung ist eine flächendeckende Untersuchung der stofflichen Zusammensetzungen bzw. Veränderungen der Kippen notwendig. Von analytischer Bedeutung sind beispielsweise die Minerale Kaolinit (eine der kohäsiven Komponenten) sowie Quarz; sie liefern Anhaltspunkte zur Abschätzung der Standsicherheit von Böschungen. Das organische Material (meist Braunkohle) der Abraumkippen zeigt hingegen leicht phytotoxische Eigenschaften und ist für eine Rekultivierung mit anspruchsvoller Vegetation weniger geeignet. Zur Feststellung des Zustandes der Kippen werden bislang traditionelle ingenieurgeologische und laboranalytische Verfahren eingesetzt. Aufgrund der eingeschränkten Zugänglichkeit der Abraumkippen gestalten sich diese Untersuchungen als sehr aufwendig. Die quantitative stoffliche Analyse mit diesen Verfahren ist vielfach unerlässlich, sollte jedoch - auch aus ökonomischen Gründen - reduziert werden.

Die Methoden der Fernerkundung bieten die Möglichkeit, innerhalb kürzester Zeit vielfältige Informationen großflächiger Gebiete zu erhalten, ohne mit diesen in direkter Berührung zu stehen. Diese Informationen reichen von topografischen Daten über Oberflächentemperaturen, Feuchtegehalte bis zu hochauflösenden Reflexions- und Emissionssignaturen. Häufig stehen diese Signaturen in direktem Zusammenhang mit der stofflichen Zusammensetzung der Oberfläche.

Abbildende Spektrometerdaten vom Sichtbaren bis ins thermale Infrarot können hierzu einen wichtigen Beitrag leisten. Die abbildende Spektrometrie stellt ein modernes Verfahren der Fernerkundung dar, das - im Gegensatz zu multispektralen Satellitensensoren wie Landsat TM, MOMS und SPOT-HRV - die Gewinnung kontinuierlicher spektraler Signaturen über einen breiten Spektralbereich erlaubt. Unterschiedlichste Oberflächenparameter können auf quantitative Weise flächenhaft erfaßt werden.

Zu den bekanntesten abbildenden Spektrometern zählen AVIRIS (*Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer*), GER-II (*Geophysical & Environmental Research Corp.*) und CASI (*Compact Airborne Spectrographic Imager*). BODECHTEL & SOMMER (1994) sowie RAST (1991) geben einen Überblick über existierende und in Entwicklung befindliche abbildende Spektrometer. Seit 1994 verfügt das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR) am Standort Oberpfaffenhofen über das 79-kanalige Spektrometer DAIS 7915 (CHANG et al., 1993).

Die hier vorgestellte Arbeit wurde am DLR, Institut für Optoelektronik, im Rahmen des Forschungsvorhabens „Luft- und bodengestützte spektrometrische Untersuchungen zur Differenzierung reaktiv veränderter Braunkohletagebauegebiete in Mitteldeutschland“ durchgeführt. Das Projekt wird vom Bundesministerium für Bildung, Forschung und Technologie (BMBF, Projektträger: Wassertechnologie und Schlammbehandlung) gefördert. Ziel des Vorhabens ist, insbesondere im Hinblick auf Rekultivierungsmaßnahmen, mit boden- und laborgebundenen Verfahren sowie Methoden der Fernerkundung eine quantitative Erfassung der Kippensedimente zu leisten (KAUFMANN et al., 1997). Neben der enormen Ausdehnung der Tagebaue und der bereits erwähnten eingeschränkten Zugänglichkeit bietet sich eine Untersuchung dieser Gebiete mit Methoden der Fernerkundung insbesondere aufgrund ihrer fast vollkommenen Vegetationsfreiheit an. Unter Federführung des GFZ (GeoForschungsZentrum Potsdam) sind das DLR, das UFZ (Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle) und die GAF (Gesellschaft für Angewandte Fernerkundung, München) beteiligt.

Arbeiten, die als Teil dieses Projektes zu sehen sind, umfassen die qualitative Erfassung der Pyritoxidation mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden (SCHRADER, 1997) sowie Untersuchungen zu hydro- und geochemischen Prozessen im Bereich von Braunkohlenkippen in Mitteldeutschland. G. Krüger (GFZ) beschäftigt sich in seiner Dissertation mit reflexions-spektroskopischen Methoden ( $0.4\text{-}2.5\mu\text{m}^*$ ) zur quantitativen Analyse von Abraumkippen (KRÜGER, 1999). Diese Arbeiten sollten in einem Gesamtzusammenhang betrachtet werden, da durch eine Kombination der Ergebnisse die Aussagekraft erhöht wird.

## 1.2 Aufgabenstellung

Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist es, auf Basis reflexionsspektroskopischer Infrarot-Labormessungen ( $2.5\text{-}14\mu\text{m}$ ) die Quantifizierbarkeit mineralogischer Bestandteile (Quarz, Tonminerale etc.) von Abraumkippen der Braunkohlentagebaue Zwenkau und Espenhain im mitteldeutschen Braunkohlenrevier bei Leipzig zu untersuchen. Anschließend soll, um eine flächendeckende quantitative Ableitung einzelner Parameter zu ermöglichen, eine Übertragung der dabei gewonnenen Erkenntnisse auf DAIS 7915 Fernerkundungsdaten erfolgen. Die gewonnenen Informationen sollen sowohl das Verständnis geochemischer Prozesse (u.a. Mineralzersetzungen bzw. -neubildungen, hydrogeologische Veränderungen) verbessern als auch für aktuelle Rekultivierungsmaßnahmen (z.B. zur Abschätzung der Standfestigkeit des Kippenkörpers) eingesetzt werden.

---

\* Die im Rahmen der Arbeit eingesetzten deutsch- und englischsprachigen Softwarepakete standen einer einheitlichen Darstellung der deutschen Dezimalschreibweise im Wege. Nachfolgend wurden – um eine weitgehende Konsistenz zu erreichen - Wellenlängenangaben u.ä. grundsätzlich mit Punkt geschrieben, während bei Regressionsgleichungen das Komma Verwendung fand.

Die Auswertungen realer Flugzeugscannerdaten (DAIS 7915) werden durch eine Simulation von ASTER-Bilddaten ergänzt. Damit soll den vielfältigen Vorteilen satellitengetragener Systeme Rechnung getragen werden. ASTER, dessen Start auf Anfang 1999 terminiert ist, wird der erste operationelle Satellitensensor sein, der über mehrere engbandige Spektralkanäle in den relevanten Bereichen vom Sichtbaren bis ins thermale Infrarot verfügt.

Schwerpunkt der spektralen Untersuchungen bildet der Wellenlängenbereich des thermalen Infrarot (8-14 $\mu\text{m}$ ), in dem insbesondere die Mineralgruppe der Silikate charakteristische Spektralmerkmale besitzt. Silikate bilden den Hauptmineralanteil der tertiären und quartären Abraumkippen der Tagebaue Espenhain und Zwenkau.

Die Arbeit läßt sich in folgende Abschnitte unterteilen:

- *Aufbereitung der fernerkundlich aufgezeichneten DAIS 7915 Daten:* Um eine quantitative Analyse der Spektrometerdaten durchführen zu können, ist eine umfassende Verarbeitung der Rohdaten erforderlich. Die Verarbeitungsschritte erfassen neben der Beseitigung sensorbedingter Effekte die Kalibrierung der Daten, um das aufgezeichnete Signal in eine physikalische Meßgröße umzusetzen. Absorptions- und Streuprozesse innerhalb der Atmosphäre beeinflussen die Fernerkundungsdaten und verlangen eine entsprechende Korrektur. Simulationen sollen im Hinblick auf die Bedeutung verschiedener atmosphärischer Parameter durchgeführt und untersucht werden. Die Veränderung der Fluglage während der Datenaufzeichnung wird im Rahmen einer geometrischen Korrektur berücksichtigt.
- *Laborspektroskopische Untersuchungen von Abraumkippenmaterial und Ableitung spektraler Parameter zur quantitativen Mineralbestimmung:* Dieser Abschnitt umfaßt laborspektroskopische Infrarot-Messungen (2.5-14 $\mu\text{m}$ ) von aufbereitetem und originalem Probenmaterial. Die quantitative Analyse einzelner Minerale wird mit Hilfe verschiedener spektraler Auswerteverfahren untersucht. Charakteristische Spektralparameter werden mit den für Referenzzwecke analytisch bestimmten Mineralgehalten korreliert und die Ergebnisse diskutiert. Untersucht werden ferner die Beeinflussungen, die durch einzelne Haupt- und Nebengemengteile zu erwarten sind.
- *Untersuchung von Verfahren zur Trennung von Temperatur und Emissionsgrad in Thermalinfrarot-Fernerkundungsdaten:* Die Eignung verschiedener Methoden zur Ableitung spektraler Emissionsgrade aus Thermalinfrarotdaten wird analysiert. Die Untersuchungen, die auf die spezifischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes ausgerichtet sind, umfassen sowohl eine Verarbeitung von Bilddaten als auch die Einbeziehung von künstlich generierten Strahldichtespektren. Die Beeinflussung der Ergebnisse durch überlagertes elektronisches Rauschen findet ebenso Berücksichtigung.
- *Auswertung von flugzeuggestützten abbildenden Spektrometerdaten (DAIS 7915) zur quantitativen Analyse von Abraumkippen:* Die Untersuchungen der realen Fernerkundungsdaten erfassen den Spektralbereich vom Sichtbaren bis ins thermale Infrarot. Die Auswertung der DAIS 7915 Daten erfolgt auf Basis von Korrelationsergebnissen der Thermalinfrarot-Laborspektren, wobei eine Übertragung der Regressionsgleichungen auf die Fernerkundungsdaten zur flächenhaften mineralogischen Kartierung durchgeführt und diskutiert wird. Zudem wird der durch die Kombination unterschiedlicher Spektralbereiche erzielte Informationsgewinn aufgezeigt.

- *Simulation zukünftiger spektro-radiometrischer Satelliten-Fernerkundungsdaten (ASTER) und deren quantitative Auswertung:* Neben einer Analyse der ASTER TIR-Spektralkanäle im Hinblick auf eine Ableitung mineralogischer Komponenten wird der Informationsgehalt der ASTER-Daten mit unterschiedlicher geometrischer Auflösung diskutiert. Ein neuartiges Verfahren zur Verbesserung der räumlichen Auflösung unter weitgehender Beibehaltung der radiometrischen Information wird für simulierte ASTER TIR-Daten angewendet. Die Abschätzung der Ergebnisse umfaßt neben statistischen Betrachtungen eine Spektralextraktion sowie einen Vergleich mit Referenzdaten. Ferner wird auf die Limitierung des Verfahrens eingegangen sowie das Potential für vergleichbare Fragestellungen dargelegt.

### 1.3 Aufbau der Arbeit

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert:

In Kap. 2 wird das Untersuchungsgebiet beschrieben. Sowohl auf die Entstehung der Lagerstätten als auch auf die stoffliche Zusammensetzung der Abraumkippen wird eingegangen. Die dargelegte quantitative Mineralanalyse bildet die Basis für spätere Spektraluntersuchungen. In Kap. 3 werden wichtige Grundlagen der optischen Fernerkundung erläutert. Die Ausführungen hinsichtlich der spektralen Signaturen natürlicher Körper in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen sowie der Beschreibung verwendeter Auswerteverfahren sind für das Verständnis der Arbeit unerlässlich. Kap. 4 gibt einen Überblick über die Spezifikation des eingesetzten abbildenden Spektrometers DAIS 7915. Zudem werden Datenvorverarbeitungsschritte dokumentiert. Die Ausführungen unter Kap. 5 stellen die durchgeführten Korrekturen der Fernerkundungsdaten vor, die für die quantitative Auswertung notwendig sind. Kap. 6 beschäftigt sich mit reflexionsspektroskopischen Labormessungen von Kippenmaterial. Unterschiedliche spektrale Parameter werden bestimmt und ihre Eignung zur mineralogischen Analyse der Proben untersucht. Vielfältige Effekte, die zu einer Beeinflussung des spektralen Verhaltens führen können, werden dabei berücksichtigt. Die erzielten Erkenntnisse finden im folgenden Kapitel Verwendung. Die flächenhafte Ableitung quantitativer Parameter aus DAIS-Daten wird in Kap. 7 auf Basis der Labordaten vollzogen. Informationen über die Mineralverteilungen innerhalb der Kippen können so gewonnen werden. Schließlich wird in Kap. 8 das Potential des zukünftigen Satellitensensors ASTER für beschriebene Fragestellungen untersucht. Dies geschieht u.a. durch Analyse der spektralen Auslegung der Thermalkanäle sowie einer Bilddatensimulation. Außerdem wird auf ein Verfahren eingegangen, mit dem die geringe räumliche Auflösung von ASTER im thermalen Infrarot signifikant verbessert werden kann.



## 2 Untersuchungsgebiet

### 2.1 Allgemeines

Der Bergbau im mitteldeutschen Braunkohlenrevier reicht bis ins 17. Jahrhundert zurück. Die ersten größeren Tagebaue wurden zu Beginn dieses Jahrhunderts erschlossen. In der ehemaligen DDR entwickelte sich Braunkohle zu dem wichtigsten Energieträger. Sowohl der Energiesektor als auch die petrochemische Industrie waren nahezu vollständig auf Braunkohle als einzigen heimischen Energieträger ausgerichtet.

Die wirtschaftliche Bedeutung der Braunkohle nimmt seit 1990, dem Jahr der deutschen Einheit, stetig ab und die meisten Tagebaue (TB) wurden – aus wirtschaftlichen und ökologischen Gründen - stillgelegt. Von 460km<sup>2</sup>, die allein im Land Sachsen seit 1945 durch den Braunkohlentagebau devastiert wurden, sind nach VOGLER & VOGLER (1995) erst 220km<sup>2</sup> rekultiviert.

Gegenstand der Untersuchungen dieser Arbeit sind die mitteldeutschen Braunkohlentagebaue Zwenkau (aktiv) und Espenhain (1994 stillgelegt), südlich von Leipzig gelegen. Abb. 2.1 gibt einen Überblick über die Lage der Tagebaue. Das Untersuchungsgebiet befindet im Zentrum des Leipziger Landes, dem südlichen Bereich der norddeutschen Tieflandsbucht. Südlich schließt sich das sächsisch-thüringische Lößhügelland, westlich das Zeitz-Weißenfeler Lößgebiet an (VOGLER & VOGLER, 1995).



Abb. 2.1: Satellitenbild der Braunkohlentagebaue Zwenkau und Espenhain (Landsat TM, Kanal 4, 30.5.96) im Süden Leipzigs

Nachfolgend sollen die geologischen Verhältnisse des Gebietes kurz dargestellt werden. Darüberhinaus werden sowohl der Stoffbestand als auch die Stoffveränderungen des verkippten, sedimentären Abraumes erläutert. Die Sedimente der Abraumkippen der Tagebaue Espenhain und Zwenkau sind Kernpunkt der spektroskopischen Untersuchungen in Kap. 6. Die dort beschriebenen Verfahren werden zur quantitativen stofflichen Analyse der Kippen eingesetzt.

## 2.2 Regionale Geologie

Das Untersuchungsgebiet gehört geologisch zum zentralen Teil des Weißelsterbeckens, einer tertiären Binnensenke (WÜNSCHE et al., 1970). Der prätertiäre Untergrund wird größtenteils von Gesteinen des Leipziger Grauwackenkomplexes gebildet (Grauwacken, Schluffsteine und Tonschiefer). Die Festgesteine bedeckt ein 40-60m mächtiges Kaolinitprofil. Seine Oberkante gliedert sich in NNE-SSW-streichende Rücken und Senken (BELLMANN et al., 1994).

Zum Ende der Kreidezeit wurden Mitteldeutschland und weite Teile der nördlich und südlich angrenzenden Gebiete emporgehoben. Das Kreidemeer zog sich in das Nordsee- und Ostsee-Gebiet zurück und das ehemalige germanische Becken lag weitgehend trocken (PIETZSCH, 1962). Im Tertiär begannen die Ablagerungen fluviatil-limnische Sedimente während des Eozäns in Subrosionszonen. Sie breiteten sich seit dem mittleren Eozän aufgrund epirogenetischer Senkung flächenhaft aus und reichten bis ins mittlere Miozän. Typisch für den mitteleozänen- bis mitteloligozänen Schichtenkomplex ist eine zyklische Sedimentationsabfolge (DOLL, 1984). Grobkörnigen Ablagerungen (Kiese und Sande) folgen verstärkt mittel- und feinkörnige, z.T. auch schluffige Sande und Tone.

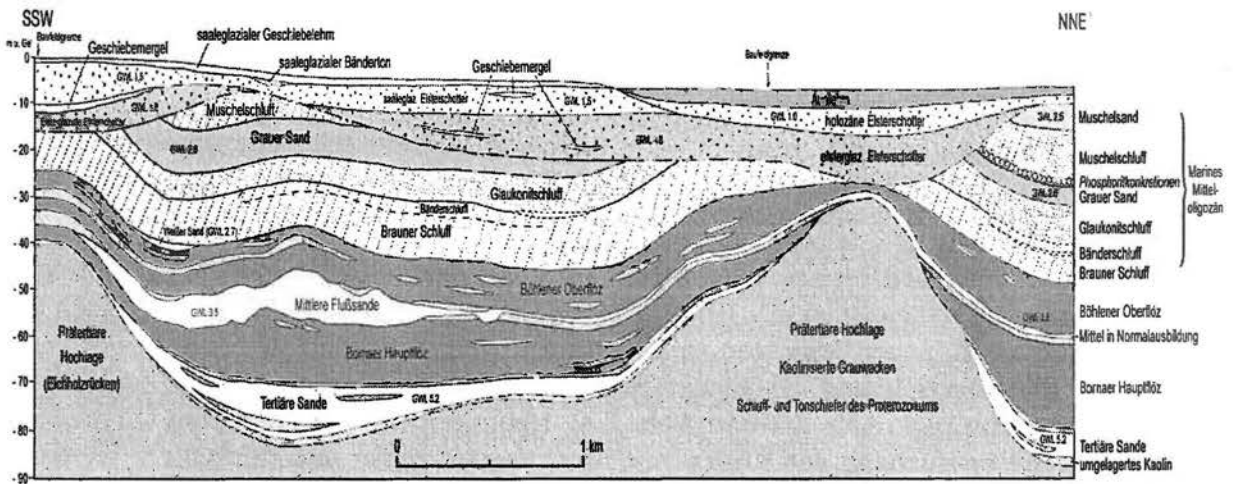


Abb. 2.2: Geologischer Schnitt des Tagebaus Zwenkau (nach SCHRADER, 1997)

Die fluviatil-limnische Abfolge (Bornae Schichten) enthält das obereozäne Bornae Hauptflöz (Flöz II) mit einer Mächtigkeit von 5-8m sowie das mitteloligozäne Böhleiner Oberflöz (Flöz IV, Mächtigkeit 7-12m). Es bildet den Abschluß dieser Schichtenfolge (vgl. Abb. 2.3). Das Flöz ist zuweilen durch schluffig-sandige Mittel aufgespalten. Im oberen Flözbe- reich kommen verkieselte Hölzer und Braunkohlequarzite vor (MIBRAG, 1991). Auf den Pro-

zeß der Kohlenbildung soll nicht näher eingegangen werden. Es sei auf die Arbeit von PETRASCHKEK & POHL (1982) verwiesen, die detailliert die unterschiedlichen Kohlearten beschreiben und den Inkohlungsprozeß darlegen.

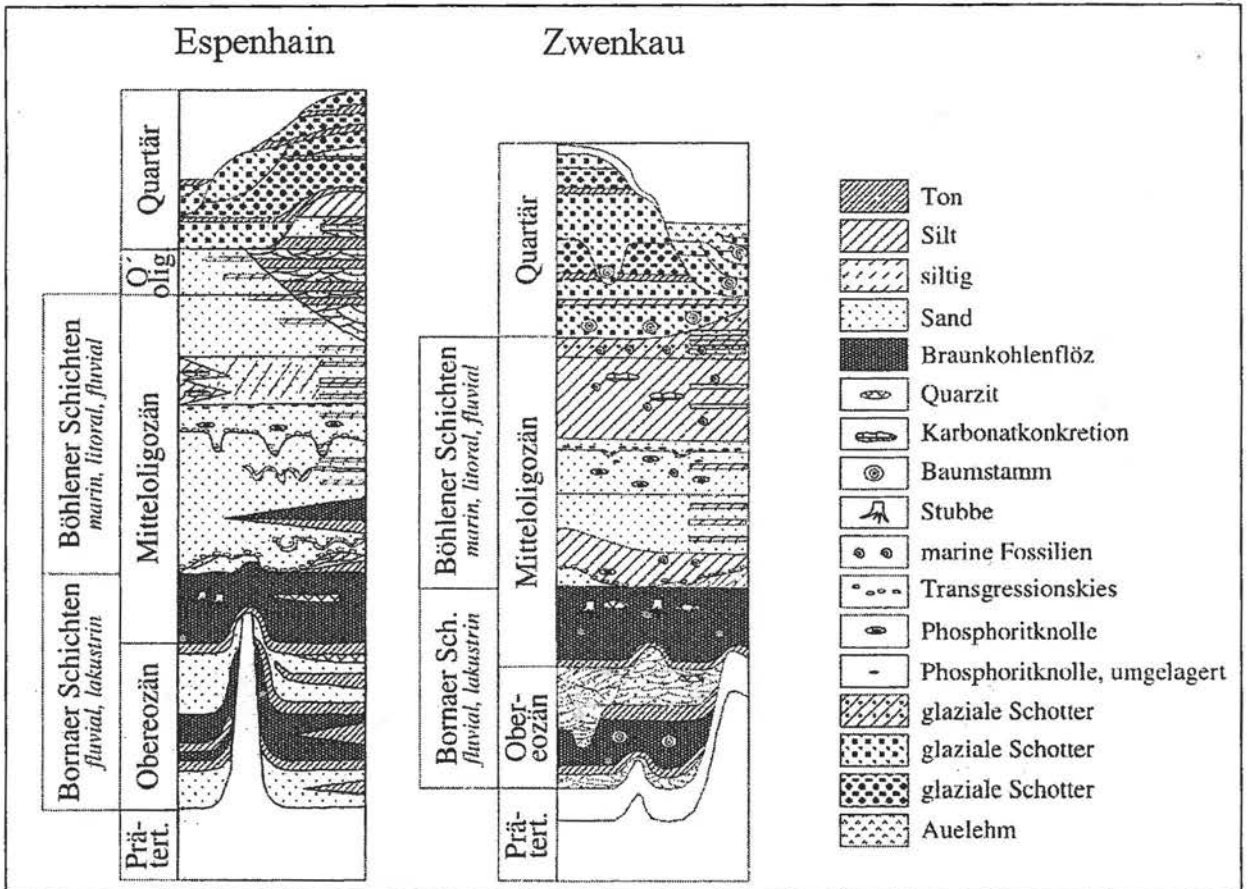


Abb. 2.3: Geologisches Profil der Tagebaue Zwenkau und Espenhain (mod. von Dr. B. Rein, GFZ, nach BELLMANN et al., 1994)

Nach Bildung des Oberflözes wurden große Teile des Weißelsterbeckens vom Mitteloligozänmeer bedeckt (WÜNSCHE et al., 1970). Die im Hangenden des Flözes anzutreffenden marinen bis litoralen Böhlener Schichten weisen rasche horizontale und vertikale Fazieswechsel auf. Unter der Bezeichnung „Böhlener Schichten“ sind vielfältige Schluff und Sandablagerungen vereint (vgl. Abb. 2.2 und Abb. 2.3). Hebungen seit dem mittleren Oligozän gingen mit einer Verschiebung der Küstenlinie nach Norden einher und führten zur weitgehenden Abtragung der miozänen und teilweise auch der oberoligozänen Sedimente. Kaolinreiche Sande bilden den Abschluß des Tertiärprofils.

Die quartären Deckschichten umfassen warmzeitlich und im Glazial- bzw. Periglazialraum abgelagerte kaltzeitliche Sedimente (BELLMANN et al., 1994). Die eiszeitlichen Ablagerungen sind in den wenigsten Fällen vollständig erhalten geblieben. Im Zuge der pleistozänen Vereisungen kam es zu Erosionen und Neuablagerungen in unterschiedlichen Mächtigkeiten. Insgesamt lassen sich drei Vorstöße des nordischen Inlandeises erkennen, die durch drei verschiedene Grundmoränenhorizonte (zwei elster- und ein saaleglazialer Geschiebemergel-

horizont) belegt werden. In der Regel stehen frühlsterglaziale Flußschotter als liegender Horizont an, darüber Dehlitz-Leipziger-Bänderton und Erosionsrelikte der Elstergrundmoräne.

Eingelagert in die eiszeitlichen Schichten findet man große nordische Geschiebe und einheimische Tertiärquarzitblöcke als Findlinge (MIBRAG, 1991). Den Abschluß dieser Schichtenfolge bildet eine saaleglaziale Geschiebelehmdedecke, die selektiv gewonnen und teilweise für die Wiederurbarmachung der Kippflächen verwendet wird.

### 2.3 Die Abraumkippen

Die Beschaffenheit und Form der Kippen wird weitgehend von den geologischen Verhältnissen und den technischen Gegebenheiten des Abraumbetriebes bestimmt. Zum Freilegen der Kohle werden vorwiegend Schaufelradbagger oder Eimerkettenbagger unterschiedlicher Größenordnung eingesetzt. Der Transport des Ober- und Mittelabraumes erfolgt gleisgebunden bzw. über Förderbrücken und Bandanlagen (WÜNSCHE et al., 1970).

Grundsätzlich müssen zwei Kippentypen unterschieden werden: Die Abraumförderbrückenkippe (AFB-Kippe) und die Absetzerkippe. Die AFB-Kippe umfaßt in Espenhain und Zwenkau hauptsächlich die tertiären, überwiegend kulturfeindlichen, kohlehaltigen Massen der Böhlener und Bornauer Folge. Dieses Material wurde bzw. wird über die Abraumförderbrücke (vgl. Abb. 2.4) direkt weitertransportiert und in rippenartigen Strukturen auf der Rückseite des Abbaus geschüttet (sogenannte Rückwärtskippe). Die ursprüngliche stratigraphische Gliederung innerhalb der tertiären und quartären Sedimente geht durch das Abbaggern, den Transport über die Förderbrücke bzw. das Fließband und den Versturz in der Förderbrücken- bzw. Absetzerkippe vollständig verloren. Je nach geologischer Lagerung und Abbaufolge enthält die AFB-Kippe auch Anteile quartärer, kulturfähiger Sedimente. Dies spiegelt sich in Espenhain beispielsweise in vegetationsbedeckten Bereichen wieder. In Zwenkau nehmen tertiäre und quartäre Mischsubstrate einen wesentlichen Teil der nördlichen AFB-Kippe ein. Es fand in diesen Bereichen, die in helleren Tönen hervortreten (vgl. Abb. 2.1), keine Separierung der tertiären und quartären Massen statt.

Die Abraumförderbrückenkippe wird im Zuge der Rekultivierung teilweise eingeebnet und mit den Substraten der Absetzerkippe bedeckt (vgl. Abb. 2.4). Die Absetzerkippe wird – soweit möglich – aus den Quartär-Horizonten gewonnen und enthält in Espenhain und Zwenkau pleistozäne, kulturfähige Geschiebemergel, Geschiebelehm, holozänen Auelehm sowie die Flußsande des Zwischenmittels. In den letzten 30 Jahren wurde in keinem Tagebau des Leipziger Braunkohlenreviers humoses Bodenmaterial selektiv gewonnen (VOGLER & VOGLER, 1995). Infolge der wirtschaftlicher Entwicklung nahm im Laufe der Jahre die Tiefe der Vorschneite weiter zu und es wurden immer mächtigere Schichtkomplexe erfaßt, transportiert und verstürzt. Dadurch stieg die Heterogenität der Kippsubstrate an, die sich in der teilweisen Vermischung quartärer und tertiärer Sedimente äußert. Nach WÜNSCHE (1995) können die nach einheitlichen Klassifikationsprinzipien erfaßten Substrate des Deckgebirges in folgender Weise eingeteilt werden:

- Kipp-Lehm/-Kalklehm (Geschiebelehm/-mergel)
- Kipp-Lehmsande/-Kalklehmsande (Geschiebelehm, Löß)
- Kipp-Schluffe/-Kalkschluffe (Auenlehm, Lößlehm, Löß)
- Kipp-Sande/-Kiessande (Schmelzwassersand, Flußsand)



- Kipp-Kohlesande (tertiäre sandige Substrate)
- Kipp-Kohlelehm/-Ton (tertiäre bindige Substrate)
- Gemenge aus quartären und tertiären Substraten

Zwischen Kippsubstraten quartärer und tertiärer Herkunft bestehen in der Regel deutliche Merkmalsunterschiede. Quartäre bindige Substrate sind mit mäßigem bis hohem Mineral- und Nährelementvorrat ausgestattet und entsprechend ihren Anteilen an quellfähigen Tonmineralen sorptions- und pufferstark. Die Neigung zur Dichtlagerung beeinflusst die Luft- und Wasserführung. Quartäre sandige Substrate besitzen geringere Mineral- und niedrigere Sorptionsgehalte. Kennzeichnend sind lockere Lagerung und Durchlüftung. Tertiäre Substrate verfügen über unterschiedlich hohe Mengen an gebundenem Schwefel, der das Säurepotential und den Anteil des freien Aluminiums und Eisens am Sorptionskomplex bestimmt. Feinverteilte kohlige Substanzen erhöhen die Sorptionskapazität und nutzbare Wasserkapazität (WÜNSCHE, 1995).

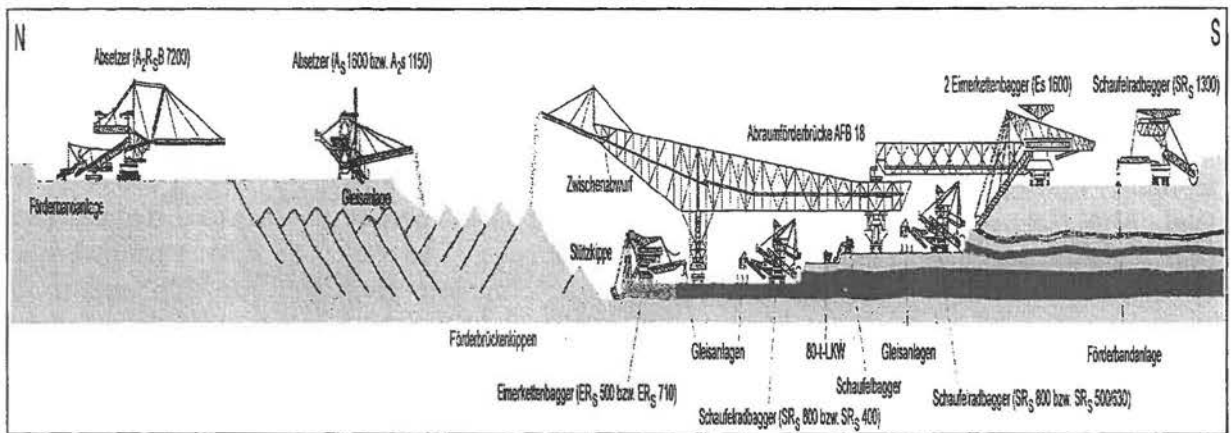


Abb. 2.4: Schema des Braunkohlentagebaus Zwenkau (nach SCHRADER, 1997)

### 2.3.1 Zusammensetzung der Förderbrückenkippen

Die Zusammensetzung der Abraumförderbrückenkippen (AFB-Kippen) und die geochemischen und mineralogischen Veränderungen der verkippten Substrate werden im Rahmen des bereits erwähnten Forschungsvorhabens untersucht (KAUFMANN et al., 1997). Die nachfolgend präsentierten Ergebnisse wurden von G. Krüger (GFZ Potsdam) angefertigt und sind teilweise schon veröffentlicht (KRÜGER et al., 1998a, 1998b).

Chemische und mineralogische Analysen wurden von 77 Proben durchgeführt, die in den Jahren 1995 bis 1997 größtenteils aus den AFB-Kippenbereichen der Tagebaue Espenhain und Zwenkau genommen wurden. Bei der Probennahme wurden vergleichbare Standorte ausgewählt. Soweit es möglich war, wurden die Proben profilartig über die Förderbrückenkippe verteilt. Die Proben sind bezüglich des Standortes (Koordinaten, Tiefe etc.) bei KRÜGER (1999) aufgeführt. An den einzelnen Standorten wurde jeweils rund 0.5 bis 1kg Probe genommen, und zwar direkt von der Kippenoberfläche und teilweise zusätzlich aus 10cm und 50-100cm Tiefe. Die so gewonnenen Proben wurden nach der chemisch-mineralogischen Analyse mit den unter Kap. 6 vorgestellten laborspektroskopischen Verfahren untersucht.

Bei der chemischen Referenzanalyse wurden die gängigen Haupt- und Nebenelemente röntgenfluoreszenzanalytisch bestimmt. C-, S- und H<sub>2</sub>O-Gehalte wurden mit thermischen Verfahren gewonnen. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen eine starke Dominanz von SiO<sub>2</sub> (60-95 Gew.-%), gefolgt von Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (KRÜGER, 1999).

Anschließend erfolgte die Erfassung der mineralogischen Zusammensetzungen. Die Mineralogie der Proben ist im Hinblick auf eine spektroskopische Untersuchungen von Interesse, da spektrale Merkmale mit der mineralogischen Zusammensetzung der Proben in Verbindung stehen (KAUFMANN et al., 1991). Zunächst wurde mittels Röntgendiffraktometrie eine qualitative Mineralanalyse durchgeführt. Die quantitative Analyse der Haupt- und Nebenminerale wurde schließlich über eine Verschneidung von chemischer und mineralogischer Information erreicht. Ausführlich wird auf die Methodik und die Ergebnisse bei KRÜGER (1999) eingegangen.

In Tab. 2.1 sind für die untersuchten Tagebaue Espenhain und Zwenkau die Ergebnisse der mineralogischen Analyse zusammengefaßt. Die Genauigkeit der ermittelten Gewichtsprozentage ist in der rechten Spalte aufgeführt. In beiden Tagebauen erreicht das Gerüstsilikat Quarz den bei weitem höchsten Gewichtsanteil. Es schließen sich Alkali-Feldspäte und Tonminerale an. Die Untersuchungen machen deutlich, daß die untersuchten Gelände-proben der AFB-Kippen – trotz vergleichbarer geologischer Verhältnisse - merkliche Unterschiede aufweisen. So sind in Zwenkau die Quarzgehalte geringer, während der Anteil der Tonminerale und des org. Kohlenstoffs die Werte des TB Espenhain übertrifft. Pyrit ist in den Espenhainer Proben nicht enthalten, in Zwenkau jedoch erreichen die Anteile bis 4 Gew.-%. Kalzit konnte in keiner der Proben nachgewiesen werden. Die qualitative Analyse erbrachte in einigen Proben des Tagebaus Zwenkau den Nachweis von Jarosit, Gips sowie Aluminit. Ein Großteil des vorkommenden Eisens ist in amorphen Eisenoxiden bzw. Eisenhydroxiden (Hämatit bzw. Goethit) gebunden.

Tab. 2.1: Mineralogische Zusammensetzung der Gelände-proben (Abraumförderbrückenkippen der TB Espenhain und Zwenkau, mod. nach KRÜGER et al., 1998b)

	Espenhain	Zwenkau	Genauigkeit
Quarz [Gew.-%]	65 - 90	50 - 85	5
Alkali-Feldspäte [Gew.-%]	5 - 20	4 - 15	3
Kaolinit [Gew.-%]	0 - 15	1 - 10	2
Illit [Gew.-%]	2 - 12	5 - 17	3
Pyrit [Gew.-%]	0	< 4	1
Organischer Kohlenstoff (TOC) [Gew.-%]	< 1	1 - 8	0.2

Betrachtungen der lateralen und vertikalen Variationen in der Kippenzusammensetzung zeigen, daß Abweichungen der stofflichen Bestandteile an den Probenstandorten mit der Tiefe in deutlich geringerem Maße auftreten als zwischen den einzelnen Standorten (KRÜGER, 1999). Daraus kann gefolgert werden, daß nach einer Analyse der Kippenoberflächen (z.B. mit Methoden der Fernerkundung) auf darunter liegende Bereiche geschlossen werden kann. Einschränkungen gelten lediglich für Pyrit, worauf im folgenden Kapitel näher eingegangen wird.

Tab. 2.2: Korngrößenverteilung von 12 Geländeproben der Abraumförderbrückenkippe des TB Zwenkau

Proben-Nr.	Schüttung (Jahr)	Entnahme- tiefe (m)	% Kies	% Sand	% Schluff	% Ton
Zwe 1	1995/96	0	2.9	18.6	50.1	28.4
Zwe 1	1995/96	1	3.4	15.5	44.4	36.7
Zwe 2	1996	0	1.1	11.6	43.6	43.7
Zwe 3	1996	0	2.7	8.7	44.4	44.2
Zwe 3	1996	1	3.9	14	38.9	43.2
Zwe 4	1995	1	7.9	14.4	42.6	35.1
Zwe 5	1995	0	13	38.4	27.6	21
Zwe 5	1995	1	28.2	49.3	9.2	13.3
Zwe 6	1990	0	8.9	17.1	43.9	30.1
Zwe 6	1990	1	19.1	23.3	35.3	22.3
Zwe 7	1990	0	14	36.8	27.9	21.3
Zwe 7	1990	1	22.1	26.6	25.2	26.1

Neben einer chemischen und mineralogischen Analyse der Geländeproben wurden 12 der Proben des Tagebaus Zwenkau hinsichtlich ihrer Korngrößenverteilung untersucht. Die von U. Wiegand (UFZ Leipzig-Halle) erzielten Ergebnisse sind in Tab. 2.2 aufgeführt. Die Bestimmung wurde über eine Naßsiegung (>0.1mm) sowie Einsatzes eines Sedigraphs (<0.2mm) erreicht. Durch die Überschneidung des Korngrößenbereiches konnte eine Fehlerabschätzung erfolgen. Neben Oberflächenproben wurden Proben aus 1m Tiefe untersucht. Die Werte verdeutlichen einen hohen Anteil von schluffigem und tonigem Material. So machen diese Bestandteile mit einer Korngröße von <63µm im Mittel rund 67 Gew.-% der Proben aus.

### 2.3.2 Alterationen der Abraumkippen infolge Pyritoxidation

Das Eisensulfid Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) kommt sowohl in sulfidischen Erzkörpern als auch in fein verteilter Form oder in dünnen Lagen in Sedimenten aus euxinischen (sauerstoffarmen) Milieus vor (z.B. Schwarzschiefern). Die Probleme durch die Pyritoxidation, die mit der Versauerung (Sickerwässer bis pH 1) und hoher Mineralisation (Sulfate und Eisenminerale) einhergehen, werden bei KÖLLING (1990) diskutiert.

In den Nebengesteinen (und dementsprechend auch im Abraum) der Braunkohlenflöze erreicht der unter reduzierenden Bedingungen entstandene Pyrit einen Gewichtsanteil von einigen Gewichts-Prozent. Vor der im Zuge des Tagebaubetriebes durchgeführten Grundwasserabsenkung trat lediglich eine schwache Verwitterung des Pyrits auf (KÖLLING, 1990). Dies resultiert aus dem relativ geringen Gehalt an gelöstem Sauerstoff im Grundwasser. Durch die großflächige Absenkung des Grundwassers und infolge der Verkippung und Durchmischung der pyrithaltigen Gesteine gelangten diese Sedimente mit Sauerstoff und Wasser in Kontakt. Es kommt zu einer exothermen Reaktion, die wie folgt zusammengefaßt werden kann (WISOTZKY, 1994):



Der Sauerstoffgehalt der Bodenluft führt zu chemischen Umsetzungen, die den pH-Wert des Bodenwassers herabsetzen. Fällt der pH-Wert durch zunehmende Säurebildung unter 4, gehen  $\text{Fe}^{3+}$ -Ionen in Lösung. Unter diesen Bedingungen wirkt das Angebot an  $\text{Fe}^{3+}$ -Ionen als limitierender Faktor. Die Nachbildung von  $\text{Fe}^{3+}$ -Ionen kann durch Bakterien (*Thiobacillus ferrooxidans*) katalysiert werden (FISCHER et al., 1987) und beschleunigt somit die Oxidation von Pyrit.

Das auf diese Weise erhöhte Säurepotential der Sickerwässer gefährdet nicht nur eine Nutzung der rekultivierten Gebiete als Erholungs- oder Landwirtschaftsflächen, sondern es kommt zur Lösung der (soweit vorhandenen) Karbonate bzw. Anlösung der Tonminerale und Feldspäte (MATTHES, 1983). Das ursprüngliche Gefüge des Kippenabraumes wird somit in erheblichem Maße verändert.

## 2.4 Landschaftliche und ökologische Folgen des Braunkohlentagebaus

### 2.4.1 Hydrogeologie

Der Einfluß des Braunkohlenbergbaus auf Grund- und Oberflächenwasser in Mitteldeutschland ist bei GLÄBER (1995) und SCHRECK & GLÄBER (1997) vorgestellt. ECKHARDT (1994) beschäftigt sich hingegen mit den hydrogeologisch-wasserhaushaltlichen Aspekten der rückläufigen Braunkohlenförderung in der Lausitz. Der anthropogene Eingriff in die regionalen hydrogeologischen Gegebenheiten hat innerhalb kurzer Zeit eine nachhaltige Veränderung des hydrodynamischen und hydrochemischen Systems bewirkt. Die stofflichen und hydraulischen Gleichgewichte des Systems, das sich seit dem Spätglazial entwickeln konnte, wurden praktisch vollständig zerstört.

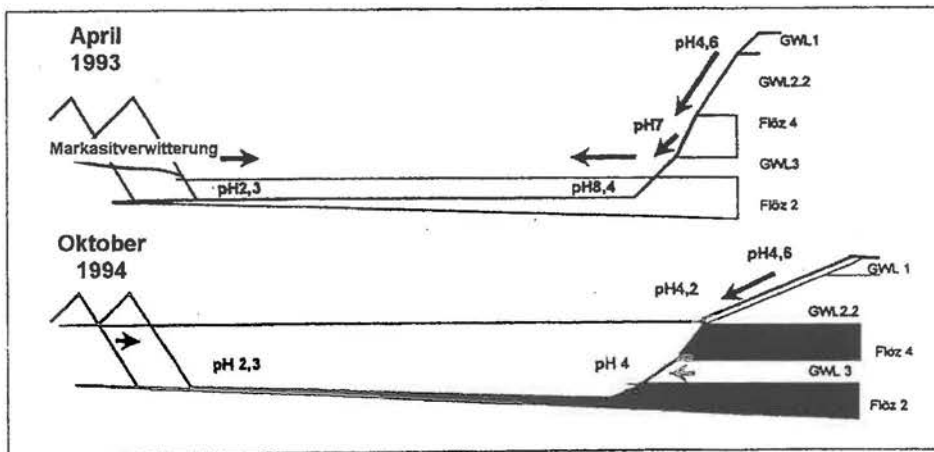


Abb. 2.5: pH-Wertentwicklung bei Flutung des Tagebaus Cospuden (mod. nach GLÄBER, 1995)

Nachweislich führen nach der Stilllegung der Tagebaue ablaufende Regulationsprozesse zu Sekundäreffekten, die beispielsweise eine Erhöhung der Sulfatgehalte mit sich bringen und auf diese Weise die Trinkwassernutzung einschränken (GLÄBER, 1995). Die durch den Abbau der Braunkohle entstandenen Massendefizite führen ferner zur Bildung von Tagebaurestseen. Die Wassergüte dieser Seen weicht im Hinblick auf pH-Werte und Mineralgehalte stark von



den bedeckten Grundwasserleitern ab (vgl. Kap. 2.3.2). In Abb. 2.5 ist die Entwicklung des pH-Wertes des Tagebaus Cospuden während der Flutung dargestellt. Cospuden schließt nördlich an den Tagebau Zwenkau an (vgl. Abb. 2.1). Man erkennt, daß durch Eintrag extrem saurer Restlochgewässer eine nachhaltige Beeinflussung des gesamten Tagebaus vorliegt.

#### 2.4.2 *Geomorphologische Prozesse*

Wie in Kap. 2.3.1 dargelegt, handelt es sich bei den Abraumkippen der untersuchten Tagebaue um ein heterogenes Substrat mit variierender Mineral- und Korngrößenverteilung. Die lose Lagerung hat Deflations- und Erosionsprozesse zur Folge. Durch die Erosion können sich Schluchten von bis zu 10-12m Tiefe und 300m Länge bilden (SCHRADER, 1997). Sandige Abraummassen sind in der Regel der Erosion in stärkerem Maße unterworfen als tonige Substrate. Eine flächenhafte Differenzierung wird jedoch durch die inhomogene Verkipfung der Abraummassen beeinträchtigt.

Von Bedeutung ist ferner die Absenkung (Setzung) der Geländeoberfläche infolge der Grundwasserabsenkung. Die Lockermassen besitzen – solange keine Bodenbewegungen stattfinden – eine gewisse Stabilität (Kräftegleichgewicht). Wird dieses Gleichgewicht nun – beispielsweise durch Flutung der Tagebaue – gestört, stellen sich Bodenbewegungen (z.B. in Form von Setzungen) ein, bis die Stützkräfte des Lockermaterials den veränderten Belastungen standhalten können (RATHSMANN, 1986). Setzungen entstehen, wenn die belasteten Lockermassen sich verdichten. Dabei kommt es zu einer Verringerung des Porenraumes. Der Widerstand gegen weiteres Zusammenrücken vergrößert sich und die Stützkraft steigt an. Ist der vom Korngerüst eingeschlossene Porenraum wassergefüllt, entsteht zunächst ein Porenwasserüberdruck. Erst mit Abbau der Druckes durch Verlagerung des Porenwassers in benachbarte Räume kann es zur Verdichtung im Gefüge kommen. Die Setzung wird somit maßgeblich durch das Abfließen des Wassers beeinflusst. Aus diesem Grund sind infolge einer Grundwasserabsenkung bzw. eines Grundwasseranstiegs Bewegungen des Abraumaterials zu erwarten bzw. wurden bereits beobachtet.

Große Risiken bergen setzungsfließgefährdete Gebiete. Bedingt durch die veränderten bodenphysikalischen Eigenschaften der verkippten Sedimente können beispielsweise bei einem Grundwasseranstieg (Flutung der Tagbaue) unter bestimmten Bedingungen (Erschütterungen, Belastung etc.) große Gebiete innerhalb kurzer Zeit wegbrechen. Ein Bruch des labilen Korngefüges führt im wassergesättigten Untergrund zu Porenwasserüberdrücken und das Sand-Wasser-Gemisch verliert schließlich seine Festigkeit (LMBV, 1996). An der Ostseite des Tagebaus Espenhain sind im Zeitraum von 1952 bis 1962 neun große Rutschungen aufgetreten. Die versetzten Abraummassen erreichten dort 1.5 Mio m<sup>3</sup> (SCHRADER, 1997).

## 3 Grundlagen der optischen, passiven Fernerkundung

### 3.1 Allgemeines

Unter Fernerkundung (engl. *remote sensing*) versteht man die Ermittlung von Informationen über ein Objekt, ohne mit diesem in Berührung zu stehen. Neben Satelliten, Hubschraubern und Ballons werden insbesondere Flugzeuge als Plattformen für solche Beobachtungen eingesetzt. Die passive Fernerkundung nutzt dazu ausschließlich natürliche Strahlungsquellen. Die Aufzeichnung der elektromagnetischer Energie beruht auf der Wechselwirkung mit Materie. Bei der Interpretation von Fernerkundungsdaten wird versucht, über die durch diese Interaktion hervorgegangenen Unterschiede in der Rückstrahlung auf die Materie zurückzuschließen.

Die Daten fernerkundlicher Sensoren werden durch Einflüsse der Atmosphäre eingeschränkt. Nur in Wellenlängenbereichen, in denen ein hoher Anteil der Energie die Atmosphäre durchdringen (transmittieren) kann, ist eine Auswertung hinsichtlich der Oberflächenzusammensetzung möglich. Bereiche mit hoher Transmission werden atmosphärische Fenster genannt und sind vom Ultravioletten bis in den Mikrowellenbereich anzutreffen (KRONBERG, 1985). Auf die Einflüsse der Atmosphäre wird unter Kap. 5.1 eingegangen. Ferner werden Methoden zur Korrektur dieser Einflüsse aufgezeigt.

Nachfolgend werden neben physikalischen Grundlagen charakteristische Spektralmerkmale und deren Ursachen erläutert. Verfahren zur Auswertung spektraler Informationen finden sich unter Kap. 3.4.

### 3.2 Charakteristik der elektromagnetischen Strahlung

Elektromagnetische Strahlung (EMS) wird als räumliche Ausbreitung von Energie in Form von Wellen oder als gradlinige Ausbreitung von Lichtteilchen angesehen. Das Gesamtspektrum elektromagnetischer Wellen umfaßt Wellenlängen vom Femtometer bis Zehnerkilometer. Für die optische Fernerkundung gilt definitionsgemäß (DIN 5031) der Spektralbereich von 100nm bis 1mm. Natürliche Strahlungsquellen im optischen Spektralbereich sind alle Körper über dem absoluten Nullpunkt. Dies folgt aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz, wonach der emittierte Strahlungsfluß proportional zur 4. Potenz der Temperatur des Körpers ist (KRONBERG, 1985).

Exakt trifft dies jedoch nur für sogenannte Schwarzkörper zu, die alle einfallende Strahlung vollständig absorbieren (DRURY, 1993). Hauptquelle der in der Natur auftretenden elektromagnetischen Strahlung ist die Sonne. Sie gibt bei einer Temperatur von ca. 5800K große Energiemengen in einem kontinuierlichen Spektrum vom ultravioletten Licht bis ins ferne Infrarot ab. Die Sonne kommt mit ihren Eigenschaften sehr nahe an die eines Schwarzkörpers heran.

### 3.3 Wechselwirkung zwischen EMS und Materie

Elektromagnetischer Strahlungsfluß, der auf Materie trifft, wird an dieser zu einem Teil reflektiert, zu einem weiteren Teil wird er absorbiert, und der Rest wird durch die Materie

transmittiert. Transmission findet nur statt, wenn es sich um ein nicht opakes und damit strahlungsdurchlässiges Material handelt. Die Summe der drei Anteile muß aufgrund des Energieerhaltungssatzes gleich dem einfallenden Strahlungsfluß sein (KRONBERG, 1985). Unter Berücksichtigung der spektralen Abhängigkeit ergibt sich somit folgende Bilanz:

$$\Phi_e(\lambda) = \Phi_r(\lambda) + \Phi_a(\lambda) + \Phi_t(\lambda) \quad (\text{Gl. 3.1})$$

mit  $\Phi_e(\lambda)$ : einfallender Strahlungsfluß bei Wellenlänge  $\lambda$   
 $\Phi_r(\lambda)$ : reflektierter Strahlungsfluß bei Wellenlänge  $\lambda$   
 $\Phi_a(\lambda)$ : absorbiertes Strahlungsfluß bei Wellenlänge  $\lambda$   
 $\Phi_t(\lambda)$ : transmittierter Strahlungsfluß bei Wellenlänge  $\lambda$

Das wellenlängenabhängige Verhältnis zwischen dem entsprechenden Teilfluß und dem einfallenden Strahlungsfluß ergibt den spektralen Reflexionsgrad  $\rho(\lambda)$ , den spektralen Absorptionsgrad  $\alpha(\lambda)$  und den spektralen Transmissionsgrad  $\tau(\lambda)$ , deren Summe sich zu 1 addiert. Der spektrale Emissionsgrad  $\varepsilon(\lambda)$  eines Körpers mit einer bestimmten Temperatur berechnet sich aus dem Verhältnis des von ihm ausgehenden Strahlungsflusses zum Strahlungsfluß eines schwarzen Körpers der gleichen Temperatur. Ein schwarzer Körper emittiert die gesamte auf ihn auftreffende Strahlung.

Für die Fernerkundung und die Nutzung elektromagnetischer Strahlung zur Objektunterscheidung ist entscheidend, daß die Art und die Intensität der Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie an der Erdoberfläche materialabhängig sind. Aufgrund der verschiedenen spektralen Reflexions-, Absorptions-, Emissions- und Transmissionseigenschaften unterschiedlicher Körper, bzw. gleicher Körper unterschiedlichen Zustandes, ist so prinzipiell die Unterscheidung von Oberflächenmaterialien möglich.

Neben den makroskopischen Eigenschaften der Oberfläche wie Rauigkeit, Textur oder Orientierung zur Sonne ist der atomare, bzw. molekulare Aufbau der Materialien entscheidend für die beobachtete Reflexionssignatur. Als Reflexionssignatur versteht man dabei die Veränderung des Reflexionsgrades als Funktion der Wellenlänge.

Tab. 3.1: Spektralbereiche in der optischen, passiven Fernerkundung (mod. nach SCHOWENGERDT, 1997)

Wellenlängenbereich ( $\mu\text{m}$ )	Benennung	Abkürzung
0.4 - 0.7	Sichtbar	VIS
0.7 - 1.1	Nahes Infrarot	NIR
1.1- 1.35 und 1.4 - 1.8	Kurzwelliges Infrarot I	SWIR I
2.0 - 2.5	Kurzwelliges Infrarot II	SWIR II
3.0 - 5.0	Mittleres Infrarot	MIR
8.0 - 14.0	Thermales Infrarot	TIR

Die Reflexionseigenschaften eines Körpers werden häufig mit denen eines idealen, diffusen Reflektors verglichen. Dieser sogenannte Lambert'sche Reflektor reflektiert alle einfallende Strahlung winkelunabhängig. Bei natürlichen Körpern ist das Reflexionsvermögen im allge-

meinen jedoch abhängig von der Wellenlänge und Richtung der einfallenden und reflektierten Strahlung. Allgemein wird das Reflexionsverhalten durch die bidirektionale Reflexionsverteilungsfunktion (BRDF) beschrieben (KRAUS & SCHNEIDER, 1988; HAPKE, 1993). Das Verhältnis von reflektiertem und gesamtem, über den Halbraum einfallendem Strahlungsfluß wird als gerichteter hemisphärischer Reflexionsgrad  $\rho$  bezeichnet (KRONBERG, 1985).

Bei der Wechselwirkung zwischen einfallender Strahlung und einer Oberfläche sind zwei Vorgänge zu nennen, die zu typischen Absorptionsbanden im Reflexionsspektrum führen. Dies sind Anregungen von Molekülschwingungen in der Molekülgitterstruktur und Änderungen im Energiezustand von Elektronen (Elektronenniveauänderungen). Auf beide Formen wird nachfolgend kurz eingegangen.

### 3.3.1 Spektrale Signaturen im VIS, NIR und SWIR

Gesteine und Minerale lassen sich im Wellenlängenbereich von 0.4-2.5  $\mu\text{m}$  anhand charakteristischer Absorptionsbanden identifizieren. Absorption kann quantenmechanisch als Aufnahme von Photonenenergie beschrieben werden. Die inhomogene mineralogische Zusammensetzung von Gesteinen führt häufig dazu, daß sich typische spektrale Merkmale überlagern. Minerale setzen sich oft aus vielen Elementen zusammen, die wiederum als Moleküle durch unterschiedliche Bindungen zusammengehalten werden. Je nach Zusammensetzung und Bindungstyp bestimmen zwei Vorgänge die Wechselwirkungen zwischen elektromagnetischer Strahlung und Materie. Detaillierte Ausführungen dazu finden sich u.a. bei HUNT & SALISBURY (1970a, 1970b, 1971), HUNT (1979), KRONBERG (1985), GOETZ (1989) und DRURY (1993).

Bei Elektronenniveauübergängen ändert sich der Energiezustand eines Elektrons, d.h. das Elektron springt von einer energetisch niedrigeren in eine energetisch höhere Schale. Die Energie  $E$  des dafür benötigten Lichtquants ist proportional zur Frequenz  $\nu$  des Lichtquants bzw. umgekehrt proportional zu seiner Wellenlänge  $\lambda$ . Neben Elektronenübergangsbändern (engl. *charge transfer bands*) können Zentralionenbänder (engl. *crystal field transitions*) sowie Leitungsbanden (engl. *conduction bands*) unterschieden werden (AGF, 1996).

Elektronenniveauübergänge sind bei Flüssigkeiten, Gasen und Feststoffen anzutreffen, haben jedoch in Feststoffen mit den Elementen Fe und Cr eine besondere Bedeutung (GOETZ, 1989). Aufgrund der für Elektronenübergänge benötigten hohen Anregungsenergie treten diese Erscheinungen im kürzeren Wellenlängenbereich auf.

Eisenhaltige Minerale lassen eine geringe Reflexion im blauen Spektralbereich erkennen. Zum Roten steigen die Reflexionswerte stark an, wodurch die typische rote Färbung zustande kommt. Kennzeichnend sind in der Regel Absorptionsbanden bei 0.65 und 0.9  $\mu\text{m}$  (HUNT & SALISBURY, 1970b; GOETZ, 1989). Die unterschiedliche Koordination des  $\text{Fe}^{3+}$ -Ions im Kristallgitter (z.B. bei Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) und Goethit ( $\text{FeOOH}$ )) führt zu verschiedenen Absorptionsbanden im sichtbaren und nahen infraroten Spektralbereich.

Bei Molekülschwingungen werden drei Arten unterschieden. Neben Ober- und Grundschiwingungen existieren Kombinationen dieser Prozesse. Grundschiwingungen zeichnen sich durch den Übergang in den ersten angeregten Zustand der Atome aus ihrer Ruheposition aus, während Oberschiwingungen beim Übergang in den zweiten oder höheren angeregten Zustand anzutreffen sind. Ähnlich wie Elektronenübergänge kommen Molekülschwingungen in



Flüssigkeiten, Gasen und Feststoffen vor. Da sie jedoch für ihre Anregung deutlich geringere Energiemengen benötigen, sind sie im längerwelligen, energieärmeren Wellenlängenbereich zu beobachten (DRURY, 1993).

In Mineralen sind zunächst die durch das Vorhandensein von Hydroxidionen und Wassermolekülen hervorgerufenen Vibrationsbanden zu erwähnen. Eine starke Wasserabsorptionsbande liegt beispielsweise bei  $1.9\mu\text{m}$  und spielt bei der Erfassung molekularen Wassers in Mineralen eine Rolle. Allerdings sind diese Merkmale meist nur in Labormessungen erkennbar, da der Einfluß der Atmosphäre diese Spektralbereiche vollkommen bzw. teilweise überdeckt.

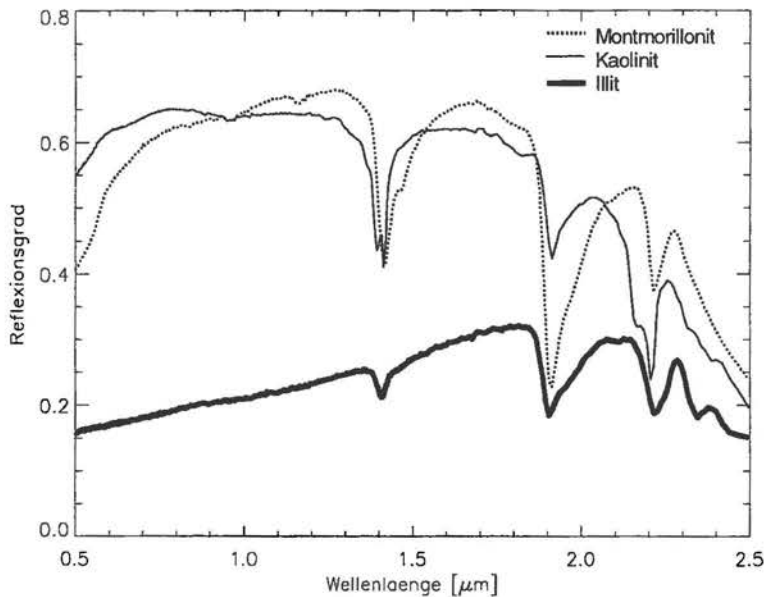


Abb. 3.1: Reflexionsspektren OH-haltiger Minerale (nach USGS spectral library; RSI, 1998a)

Von großem Interesse für geowissenschaftliche Fragestellungen sind die charakteristischen Vibrationsbanden von Al-OH und Mg-OH (HUNT & SALISBURY, 1970a; HUNT, 1979). Sie treten im SWIR II ( $2\text{-}2.5\mu\text{m}$ ) in Erscheinung. Al-OH und Mg-OH kommen beispielsweise in Glimmer- und Tonmineralen vor, die u.a. in sogenannten hydrothermalen Alterationszonen auftreten. Solche Alterationszonen sind mitunter aus lagerstättenkundlicher Sicht bedeutend. Abb. 3.1 zeigt, daß die Absorptionsbanden verschiedener Tonminerale variieren und somit eine Unterscheidung ermöglichen. Vibrationsschwingungen innerhalb der C-O Bindungen sind für Absorptionsbanden bei  $2.3\text{-}2.39\mu\text{m}$  verantwortlich, wie sie bei Karbonaten zu finden sind (HUNT & SALISBURY, 1971).

Der Einfluß unterschiedlicher Korngrößen auf das Spektralverhalten ist beispielsweise bei VAN DER MEER (1995) und KRÜGER (1999) untersucht. Feinkörniges Material weist allgemein eine höhere Albedo auf als gröberes. Der generelle spektrale Verlauf bleibt erhalten. VAN DER MEER (1995) stellt fest, daß bei Karbonaten die Absorptionsbreite und -symmetrie bei  $2.3\mu\text{m}$  unabhängig von der Korngröße erscheint. Die Absorptionstiefe hingegen zeigt eine starke Abhängigkeit von der Korngröße. Mit abnehmender Korngröße verringert sich die Bande.

Reflexionsspektren beinhalten neben der qualitativen mineralogischen Information, abzuleiten aus der Lage und Gestalt der Absorptionsbanden, auch quantitative Information über den Anteil der die Bande verursachenden Komponente in der vorliegenden Mineralmischung. Als Quantifizierungsmaß kann z.B. die relative Absorptionstiefe einer Bande genutzt werden (CLARK & ROUSH, 1984). Reflexionsspektren von Mineralmischungen stellen keine lineare Mischung der Spektren der Einzelkomponenten dar. Dies beruht auf Differenzen im Streuverhalten durch Korngrößen- und Dichteunterschiede der Mischungskomponenten (HAPKE, 1993). Von Bedeutung sind auch bidirektionale Effekte aufgrund der Beobachtungsgeometrie. Dennoch kann unter günstigen Bedingungen, z.B. bei einem geringen Anteil opaker Minerale, einem lambertähnlichen Streuverhalten und ähnlicher Gesamtzusammensetzung der Proben, für einzelne in der Konzentration variierende Parameter ein linearer Zusammenhang zwischen dem Anteil einer Komponente und der Tiefe der entsprechenden Absorptionsbande vorliegen (BAUGH & KRUSE, 1994). Die Gegenwart opaker Substanzen maskiert jedoch oft schon bei geringen Anteilen die spektralen Signaturen anderer Bestandteile (GEERKEN & KAUFMANN, 1989).

### 3.3.2 Spektrale Signaturen im TIR

In der Literatur finden sich umfangreiche Arbeiten, die sich mit dem spektralen Verhalten von Mineralen und insbesondere von Silikaten im thermalen Infrarot beschäftigen und auf die theoretischen Grundlagen eingehen. Nachfolgend sollen die wesentlichen Zusammenhänge kurz beschrieben werden. Die Ausführungen sind an Arbeiten von FARMER (1974), VINCENT (1975), VINCENT et al. (1975), EOSAT (1986), WALTER & SALISBURY (1988, 1989) und SALISBURY et al. (1991a, 1991b) angelehnt, die detaillierte Erläuterungen liefern.

Bei laborspektroskopischen Untersuchungen im thermalen Infrarot spielen neben Reflexions- auch Emissions- und Transmissionsmessungen eine große Rolle. Die Anbindung von fernerkundlich aufgezeichneter emittierter Strahlung und Laborspektren erfolgt meist über Reflexionsmessungen. Reflexion und Emission natürlicher Körper stehen im betrachteten Wellenlängenbereich nach dem Kirchhoff'schen Gesetz in einer direkten Beziehung zueinander. Auf diese Beziehung wird unter Kap. 3.3.2.2 eingegangen.

Der Bereich des elektromagnetischen Spektrums von 2.5-50 $\mu\text{m}$  besitzt für die Spektroskopie eine große Bedeutung, da hier viele gesteinsbildende Minerale fundamentale molekulare Schwingungsbanden besitzen. Anzahl, Stärke, Position und Ausbildung des spektralen Merkmals hängen im wesentlichen von der Atommasse und der Molekülgeometrie ab (WALTER & SALISBURY, 1989).

Charakteristische Absorptionsbanden der Silikate treten im Wellenlängenbereich von 8-12 $\mu\text{m}$  auf. Es handelt es sich um fundamentale Schwingungsbanden, auch Reststrahlenbanden genannt. Ursache sind asymmetrische Si-O-Si Streckschwingungen (engl. *stretching modes*, SALISBURY et al., 1991b). Ferner haben bei Vorhandensein von Aluminium im Kristallgitter auch Si-O-Al Streckschwingungen Einfluß. In Al-haltigen Mineralen (z.B. Kaolinit) spielen Al-OH Knickschwingungen (engl. *bending modes*) eine Rolle, die für Absorptionsbanden bei 11 $\mu\text{m}$  verantwortlich sind (EOSAT, 1986).

Die spektrale Bedeutung von Wasser und OH-Gruppen ist groß, da auch sehr geringe Mengen bzw. Spuren zu charakteristischen Absorptionen führen können (AINES & ROSSMANN, 1984). Wasser im Kristallgitter führt zu Streckschwingungen, beispielsweise bei 4.1 $\mu\text{m}$ . Ist das

Wasser nicht im Gitter gebunden, resultiert dies in O-H bzw. H-O-H Streckschwingungen bei  $2.9\mu\text{m}$  und  $6.1\mu\text{m}$ . Dieses Wasser kann beispielsweise als Flüssigkeitseinschluß (engl. *fluid inclusion*) oder in Zwischenschichten der Schichtsilikate (z.B. Montmorillonit) vorhanden sein. Minerale, die ausschließlich OH-Gruppen eingebunden haben, zeigen hingegen O-H Schwingungsbanden bei  $2.7\mu\text{m}$ . Bei ihnen fehlen die Banden bei  $2.9\mu\text{m}$  und größeren Wellenlängen. Kaolinit gilt als Beispiel für diesen Fall. Häufig weisen Minerale jedoch Kombinationen von OH- und molekularen Wasserbanden auf.

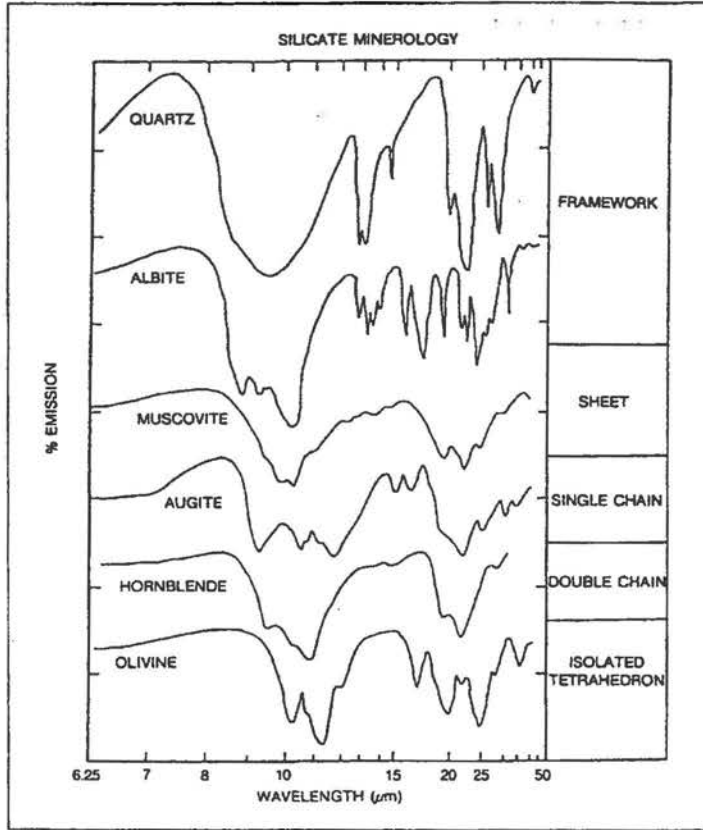


Abb. 3.2: Emissionsspektren verschiedener Silikate (nach EOSAT, 1986)

In Abb. 3.2 sind Emissionsspektren verschiedener Silikate im Spektralbereich von  $6.25$  bis  $50\mu\text{m}$  dargestellt. Man erkennt eine systematische Wellenlängenverschiebung der Emissionsminima (Reststrahlenbanden) bei  $8-11\mu\text{m}$  von den Gerüstsilikaten (Quarz) zu den Insilikaten (Olivin). Änderungen der Bindungsstärke stehen bei Silikaten in direktem Zusammenhang mit dem Grad der Polymerisierung der  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder. Stärkere Bindungen resultieren im allgemeinen in höheren Vibrationsfrequenzen (SALISBURY et al., 1991b). Die fundamentalen Schwingungsbanden treten bei kürzeren Wellenlängen auf. So zeichnen sich Gerüstsilikate wie Quarz ( $\text{SiO}_2$ ) durch eine hohe Polymerisation der Tetraeder aus (starke Bindungen). Untersuchungen zeigen ferner, daß leichte Atome bei höheren Frequenzen schwingen als schwere Atome, wenn sie in das gleiche Kristallgitter eingebaut werden (SALISBURY et al., 1991b).

Die Position und Ausbildung der charakteristischen Reststrahlenbanden kann außerdem zur Identifikation und Analyse von Gesteinen herangezogen werden (VINCENT et al., 1975;

SABINE et al., 1994). So weisen saure, d.h. silikatreiche magmatische Gesteine wie Granite und Rhyolite fundamentale Schwingungsbanden zwischen 8.5-10 $\mu\text{m}$  auf. Basische bzw. ultrabasische Gesteine (z.B. Gabbros, Peridotite) besitzen geringere Anteile von  $\text{SiO}_2$ . Die Position der Reststrahlenbande liegt zwischen 10-11.5 $\mu\text{m}$ .

Weitere für Silikate typische Spektralmerkmale liegen bei Wellenlängen >12 $\mu\text{m}$  und sind in Abb. 3.3 aufgelistet. Die Abbildung verdeutlicht, daß im Bereich des dargestellten Spektrums (7-40 $\mu\text{m}$ ) neben den o.g. Streckschwingungen (symmetrisch und asymmetrisch) Knick- und Deformationsschwingungen auftreten. Des weiteren erkennt man, daß Transmissionsmaxima mit Reflexionsminima einhergehen und umgekehrt.

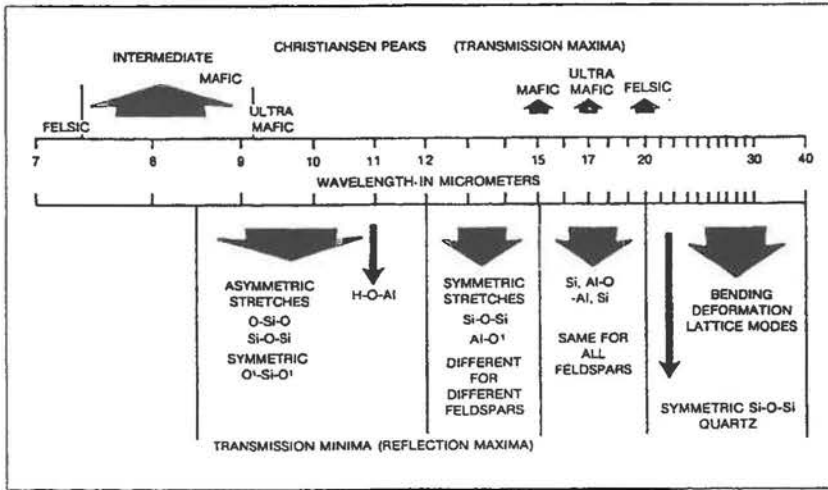


Abb. 3.3: Spektralmerkmale der Silikate im Wellenlängenbereich von 7-40 $\mu\text{m}$  (nach HUNT, 1980)

Das sogenannte Christiansen-Merkmal der Silikate wird zwischen 7.5-9 $\mu\text{m}$  angetroffen und liegt somit vor den fundamentalen Schwingungsbanden (vgl. Abb. 3.3). Bei dieser Wellenlänge/Frequenz treten geringe Rückstreuung und Absorption auf. Die elektromagnetische Strahlung kann fast ungehindert durch die Probe treffen und führt somit zu einem Maximum an Transmission bzw. einem Minimum an Reflexion. Nach SALISBURY et al. (1987, 1991a) kann das Christiansen-Merkmal als Indikator für die Mineralzusammensetzung von feinkörnigen Proben dienen. Auf die spektralen Besonderheiten bei feinkörnigem Material wird in Kap. 3.3.2.1 eingegangen.

Die spektralen Merkmale von Karbonaten werden in erster Linie durch fundamentale molekulare Vibrationen des  $\text{CO}_3^{2-}$ -Moleküls erzeugt. Die intensive Absorption bei 7 $\mu\text{m}$  ist auf asymmetrische Streckschwingungen zurückzuführen, schwächere Banden existieren bei 11.4 $\mu\text{m}$  und 14.3 $\mu\text{m}$ . Sulfate hingegen werden durch eine Gruppe intensiver Schwingungsbanden bei 8.7 $\mu\text{m}$  charakterisiert. Beugungsprozesse sind für Banden bei 16 $\mu\text{m}$  verantwortlich. Oxide sind durch Metall-Sauerstoff Streckschwingungen charakterisiert, die in der Regel bei größeren Wellenlängen als die Reststrahlenbanden der Silikate liegen. Spektralverläufe einer Vielzahl von Mineralen sind bei SALISBURY et al. (1991b) aufgeführt.



Da im Rahmen der Arbeit reflexionsspektroskopische Untersuchungen von Abraumkippen mit einer breiten Korngrößenverteilung durchgeführt werden, erscheint es notwendig, Korngrößen-spezifische Einflüsse nachfolgend zu diskutieren.

### 3.3.2.1 Einfluß der Korngröße auf das Spektralverhalten

Im Gegensatz zur Transmission  $T$ , die eine Funktion des Absorptionskoeffizienten  $\alpha$  eines Materials in Abhängigkeit von der Wellenlänge  $\lambda$  darstellt, sind Reflexion und Emission eines Körpers sowohl vom Absorptionskoeffizienten als auch vom Brechungsindex abhängig. Die experimentell meßbare Transmission steht mit dem Absorptionskoeffizienten über das Beer-Lambert'sche Gesetz in Beziehung (VINCENT & HUNT, 1968),

$$T = e^{-\alpha t} \quad (\text{Gl. 3.2}),$$

wobei  $t$  als die Dicke des Materials definiert ist. Emissions- und Reflexionsspektren hingegen werden durch komplexe Streuprozesse innerhalb bzw. außerhalb des Materials beeinflußt. Diese Prozesse sollen kurz dargelegt werden.

Nach VINCENT & HUNT (1968) werden grundsätzlich zwei Arten der Streuung unterschieden: Zum einen die Oberflächenstreuung (engl. *surface* oder *specular scattering*), zum anderen Volumenstreuung (engl. *volume scattering*). Das Verhältnis von Korngröße  $k$  des Materials und untersuchter Wellenlänge  $\lambda$  spielt für die Art der auftretenden Prozesse eine Rolle.

Oberflächenstreuung, die der Fraunhofer'schen Brechungstheorie folgt (HUNT & LOGAN, 1972), tritt beispielsweise bei starken Vibrationsbanden (Reststrahlenbanden) auf. Die auftreffende Strahlung wird an der Oberfläche des Körper zurückgestreut. Im Reflexionsspektrum treten diese Bereiche als Peak hervor (SALISBURY & WALD, 1992).

Bei der Volumenstreuung handelt es sich um Strahlung, die in das Korn bzw. den Kristall eingedrungen ist und anschließend - nach Interaktion mit der Materie - zurückgestreut wurde. Häufig sind durch Volumenstreuung bedingte Spektralmerkmale im Reflexionsspektrum als Absorptionen ausgeprägt (SALISBURY & WALD, 1992). Nach HUNT & LOGAN (1972) wird das Streuverhalten, wenn die Korngröße viel kleiner ist als die untersuchte Wellenlänge, weitgehend durch Rayleigh-Streuung bestimmt. Ist  $k \approx \lambda$ , überwiegt hingegen Mie-ähnliche Streuung.

Der spektrale Kontrast der fundamentalen Schwingungsbanden (Reststrahlenbanden) vieler gesteinsbildender Minerale verringert sich mit abnehmender Korngröße (LYON, 1964). HUNT & VINCENT (1968) teilen die bei Mineralen auftretenden spektralen Veränderungen in drei Typen ein (vgl. Abb. 3.4). Dabei handelt es sich um eine generalisierte Einteilung.

Bei Typ 1, der typisch für die Reststrahlenbanden der Silikate (z.B. Quarz) ist, kommt es mit abnehmender Korngröße im wesentlichen zu o.g. Kontrastverminderung (vgl. Abb. 3.4), während die generelle Ausbildung des Merkmals (hier Emissionsminimum) erhalten bleibt. Es besteht eine enge Beziehung zwischen Emissionsminimum und Absorptionskoeffizienten, d.h. geringe Emission geht mit hohem Absorptionskoeffizienten einher und umgekehrt. Dies gilt für die Reststrahlenbanden der Silikate. In diesem Wellenlängenbereich kommt es praktisch zu einer Totalreflexion der Strahlung. Die Oberflächenstreuung dominiert bei diesem Typ 1 auch bei sehr kleinen Korngrößen ( $<5\mu\text{m}$ ).



Anders ist dies beispielsweise bei Kalzit, der eine schwächere Schwingungsbande bei  $11.2\mu\text{m}$  aufweist, sowie bei Strontianit ( $11.5\mu\text{m}$ ). Nimmt die Korngröße ab ( $<74\mu\text{m}$ ), erkennt man im Spektrum statt eines Emissionsminimums einen gegensätzlichen Verlauf mit sehr hoher Emission. Bei diesem Typ 2 ist das Material bei gegebener Korngröße optisch dünn (transparent). Der Anteil der Volumenstreuung nimmt zu und übersteigt schließlich den Anteil der oberflächlich gestreuten Strahlung.

Im Gegensatz zu diesem Typ 2 sind bei Typ 3 generell Emissionsmaxima ausgebildet. Als Beispiel gilt der spektrale Verlauf von Strontianit bei  $14\mu\text{m}$  (vgl. Abb. 3.4). Bei allen betrachteten Korngrößen nimmt Volumenstreuung eine dominierende Rolle ein.

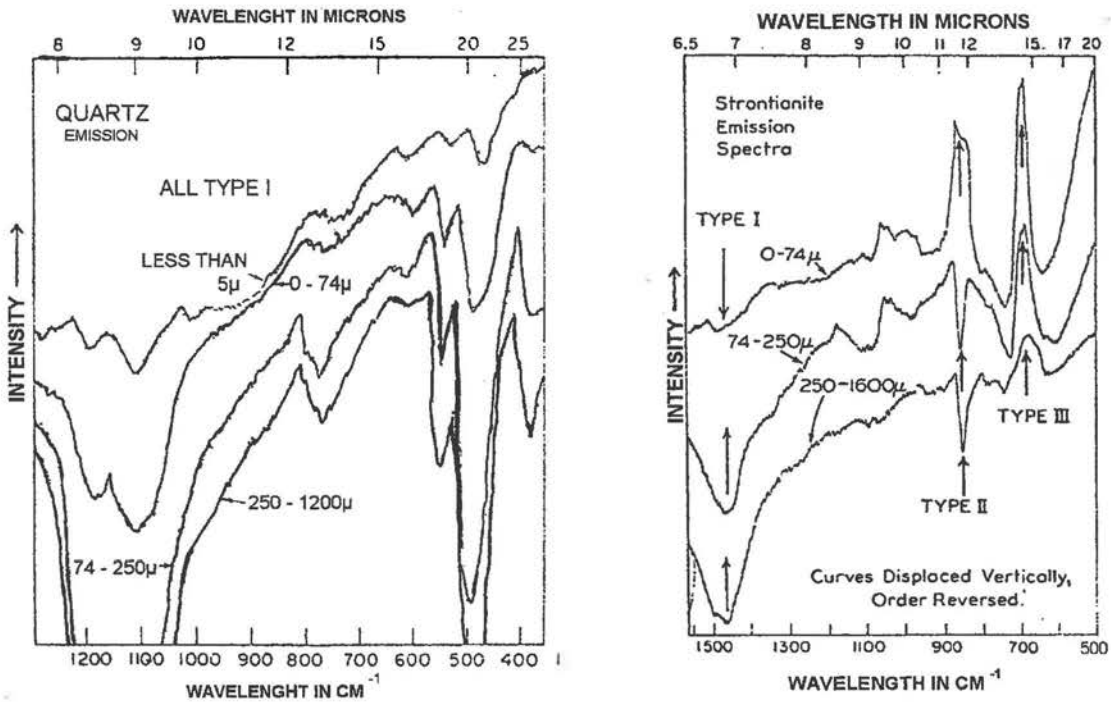


Abb. 3.4: Emissionsspektren von Quarz und Strontianit bei unterschiedlichen Korngrößen (mod. nach HUNT & VINCENT, 1968)

Aufgrund der Komplexität der einwirkenden Faktoren kann das Spektralverhalten feinkörniger Minerale häufig nur mit Hilfe sogenannter Strahlungsübertragungsmodelle (engl. *radiative transfer models*) beschrieben werden. Im Gegensatz zu grobkörnigen Mineralmischungen ( $>75\mu\text{m}$ ), die weitgehend linearen Mischungen der Einzelspektren entsprechen (THOMSON & SALISBURY, 1993), treten bei extrem kleinen Korngrößen Streuprozesse auf, die ein nicht-lineares Spektralverhalten bedingen. CONEL (1969), ARONSON & EMSLIE (1973), CHRISTENSEN & HARRISON (1993) sowie MOERSCH & CHRISTENSEN (1995) untersuchen theoretische Modelle, die die verschiedenen Streuprozesse berücksichtigen und eine Modellierung einzelner Anteile erlauben.

Besonders problematisch ist die Berücksichtigung variierender Korngrößen verschiedener Minerale. Insbesondere dann, wenn - wie beispielsweise bei Tonmineralen - eine starke Anlagerung (Adhäsion) an größere Körner zu beobachten ist. Neben dem Einfluß der Kornform spielt hier die Porosität des Materials eine Rolle. Volumenstreuung wird durch hohe Porosität verstärkt (SALISBURY & WALD, 1992). Andererseits zeigen SALISBURY & EASTES (1985), daß

verdichtetes, feinkörniges Quarzpulver (Korngröße  $<5\mu\text{m}$ ) einen ähnlichen spektralen Verlauf aufweist wie dies bei grobkörnigem Quarz ( $250\text{-}500\mu\text{m}$ ) der Fall ist (vgl. Abb. 3.5). Die für feinkörniges, gesiebtes Quarzpulver ( $0\text{-}5\mu\text{m}$ ) typische Ausprägung des spektralen Merkmals zwischen  $10$  und  $12\mu\text{m}$  (Transparenzmerkmal) ist für kompaktiertes Material nicht zu erkennen.

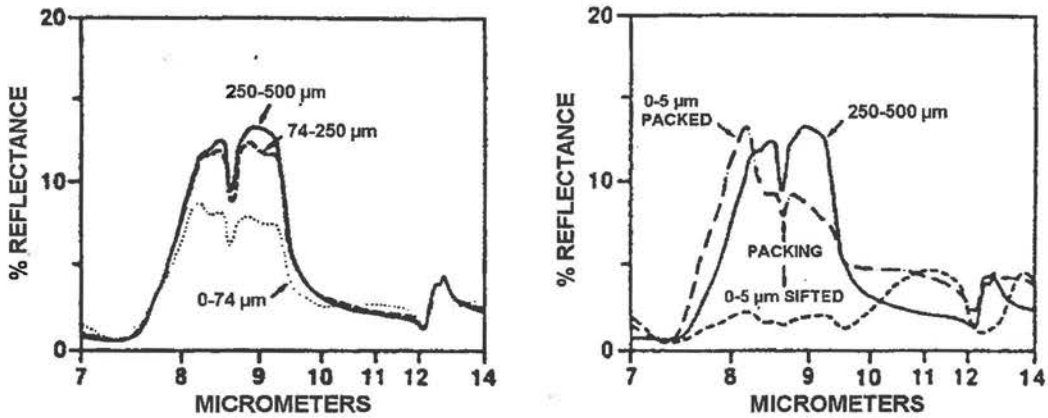


Abb. 3.5: Einfluß von Korngröße und Porosität auf das Reflexionsspektrum von Quarz (mod. nach SALISBURY & EASTES, 1985)

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß das Spektralverhalten im betrachteten Wellenlängenbereich durch die Korngrößen des Materials beeinflusst wird. Die Ausprägung der Merkmale (Peaks oder Mulden) kann sich dabei verändern.

Die fundamentalen Schwingungsbanden der Silikate gehen mit hohen Absorptionskoeffizienten einher. Hier dominiert Oberflächenstreuung. Diese Spektralmerkmale sind grundsätzlich als Emissionsminimum (bzw. als Reflexionsmaximum) ausgeprägt und erfahren bei variierender Korngröße nur eine Kontraständerung. Bei anderen Wellenlängen nimmt vielfach - mit abnehmender Korngröße ( $<70\text{-}90\mu\text{m}$ ) - der Anteil der Volumenstreuung zu. Der Absorptionskoeffizient ist in diesen Wellenlängenbereichen klein; Spektralmerkmale können einen gegensätzlichen Verlauf erhalten. Ferner können durch Kompaktion etc. feinkörnigen Materials Spektralverläufe generiert werden, denen korngrößenspezifische Merkmale (z.B. das Transparenz-Merkmal) fehlen.

### 3.3.2.2 Beziehung zwischen Emission und Reflexion im TIR

Der Bereich des elektromagnetischen Spektrums, in dem Reflexion und Emission natürlicher Körper vergleichbare Größenordnungen einnehmen, liegt bei terrestrischen Anwendungen zwischen  $3\text{-}5\mu\text{m}$ . Im Wellenlängenbereich des thermalen Infrarot überwiegt die Emission. Häufig dienen zur Charakterisierung von Oberflächen durch Fernerkundungsdaten TIR-Laborreflexionsspektren als Grundlage. Damit stellt sich die Frage, welche Beziehung zwischen der im Labor gewonnenen Reflexion und der fernerkundlich aufgezeichneten spektralen Emission besteht.

Laborspektroskopische Reflexionsmessungen sind in der Literatur weitaus häufiger anzutreffen als Emissionsuntersuchungen. Beispiele hierfür liefern u.a. VINCENT et al. (1975), SALISBURY & WALD (1992), THOMSON & SALISBURY (1993) und CRAWLEY & HOOK (1996).

Der Grund dafür ist in der einfacheren Durchführung von Reflexionsmessungen zu sehen. Zudem ist die Anzahl potentieller Fehlerquellen geringer (SALISBURY et al., 1994). Direktionale hemisphärische Reflexionsspektren ( $R$ ) werden im allgemeinen unter Verwendung des Kirchhoff'schen Gesetzes in directionale spektrale Emission ( $E$ ) umgerechnet (HAPKE, 1993). Das Kirchhoff'sche Gesetz lautet in vereinfachter Form (NICODEMUS, 1986):

$$E = 1 - R \quad (\text{Gl. 3.3})$$

Hemisphärische Reflexionsmessungen sind durch die Verwendung einer sogenannten Ulbricht-Kugel (engl. *integrating sphere*) gekennzeichnet, die in kalibriertem Zustand die absolute Reflexion der Probe aufzeichnet. In der Kugel kann ein Meßfleck von einigen Zentimetern abgebildet werden (SALISBURY et al., 1991b).

Faktoren, die die Gültigkeit des Kirchhoff'schen Gesetzes beeinflussen, können z.B. die Opazität und die Korngröße der Probe sein (BALTES, 1976). Das Kirchhoff'sche Gesetz galt ursprünglich für opake Proben, die im thermodynamischen Gleichgewicht mit der Umgebung stehen (SALISBURY et al., 1994). Da dies für Labormessungen selten und für fernerkundliche Anwendungen praktisch nie zutrifft, entstand eine kontroverse Diskussion über die Gültigkeit des Gesetzes. Seine qualitative Gültigkeit wurde mehrfach bewiesen (HUNT & VINCENT, 1968; BARTHOLOMEW et al., 1989; CHRISTENSEN & HARRISON, 1993).

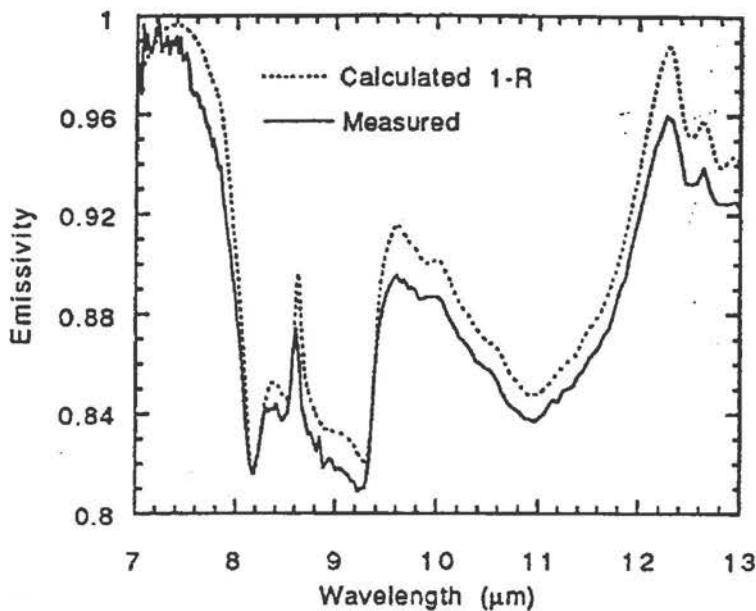


Abb. 3.6: Vergleich von gemessener (durchgezogene Linie) und berechneter Emission (gestrichelt) eines feinkörnigen Quarzpulvers (nach SALISBURY et al., 1994)

SALISBURY et al. (1994) haben quantitative directionale hemisphärische Reflexions- und Emissionsmessungen verschiedener Minerale durchgeführt. Abb. 3.6 zeigt das aus hemisphärischer Reflexion - unter Verwendung des Kirchhoff'schen Gesetzes - berechnete Emissionsspektrum (gestrichelte Linie) sowie das direkt gemessene Emissionsspektrum (durchgezogene) von feinkörnigem Quarz. Die Korngröße der untersuchten Probe liegt bei 0-75µm. Die hohe

Übereinstimmung der beiden Spektren ist offensichtlich und wird durch weitere Beispiele belegt.

Die Abweichungen beider Messungen liegen im Rahmen des experimentellen Fehlers. Daraus folgt, daß hemisphärische Reflexionsmessungen hergenommen werden können, um mit hoher Genauigkeit den spektralen Emissionsgrad von natürlichen Oberflächen zu bestimmen. Die dazu notwendigen Versuchsaufbauten sind um ein Vielfaches geringer als bei direkten Emissionsmessungen. Unter den beschriebenen Bedingungen kann von der Gültigkeit des Kirchhoff'schen Gesetzes ausgegangen werden.

### 3.4 Spektrale Auswerteverfahren

Da die Auswertung der gesamten spektralen Information aller Kanäle eines Spektrometers für viele Anwendungen nicht sinnvoll ist, ist es notwendig, charakteristische Parameter zur Beschreibung der Spektren zu bestimmen. Nachfolgend sollen Algorithmen erläutert werden, die bei der Auswertung der Spektraldaten in dieser Arbeit verwendet werden. Die Methoden dienen teilweise einer Reduzierung der Datenmenge, zum anderen erlauben sie die Extraktion spektraler Merkmale. Mit diesen Parametern können Spektren auf quantitative Weise verglichen werden.

Die Algorithmen sind grundsätzlich sowohl für Laborspektren als auch für dreidimensionale Spektrometerdatensätze geeignet. Die Auswertung der abbildenden Spektrometerdaten erfolgte mit Hilfe des kommerziellen Bildverarbeitungssystem ENVI (RSI, 1998a) auf UNIX Basis. Die Spektrenverarbeitung hingegen wurde mit selbstentwickelten und bestehenden Auswerteprogrammen unter IDL (RSI, 1998b) vorgenommen. Einen Überblick über weitere Auswerteverfahren gibt CLOUTIS (1996).

#### 3.4.1 Kontinuumanalyse

In dieser Arbeit wird zur Quantifizierung mineralogischer Bestandteile unter Kap. 6.4 die Ausbildung charakteristischer Spektralbanden untersucht. Anwendung findet ein Kontinuumalgorithmus, der in abgewandelter Form bei CLARK & ROUSH (1984) und KRUSE (1988) erläutert wird. Ausgehend von einer sogenannten Hull-Kurve, die eine Einhüllende über die lokalen Maxima eines Spektrums bildet, können „Absorptionen“ beschrieben werden.

Als Absorptionen werden in dieser Arbeit Spektralmerkmale definiert, die im gemessenen Reflexionsspektren als „Mulden“ (Absorptionen) ausgeprägt sind. Der Grund für diese Definition ist im komplexen spektralen Verhalten der untersuchten Materialien im thermalen Infrarot begründet. Die Ausführungen unter Kap. 3.3.2.1 haben gezeigt, daß Absorption elektromagnetischer Strahlung – je nach Streuprozess – im Reflexionsspektrum sowohl zu Peaks als auch zu Mulden (Absorptionen) führen kann. Daher ist eine eindeutige Definition von „Absorption“ erforderlich.

Zur Beschreibung einer Absorption wird das Kontinuum zwischen den Stützstellen der beiden Maxima aufgespannt (vgl. Abb. 3.7). Die Absorption wird auf dieses Kontinuum normiert, indem an jedem Wellenlängenpunkt des Spektrums der Reflexionswert durch den entsprechenden Wert der Kontinuumgeraden dividiert wird. An den Fixpunkten der Geraden, d.h. an den Schultern der Absorptionsbande, ergibt sich somit der Wert 1 (vgl. Abb. 3.8). Für alle Wellenlängenpunkte dazwischen ist er kleiner 1 (ROTHFUß, 1994). Typische Parameter der

Kontinuumanalyse sind neben der maximalen Bandentiefe die Breite der Kurve bei halber Maximaltiefe (Halbwertsbreite).

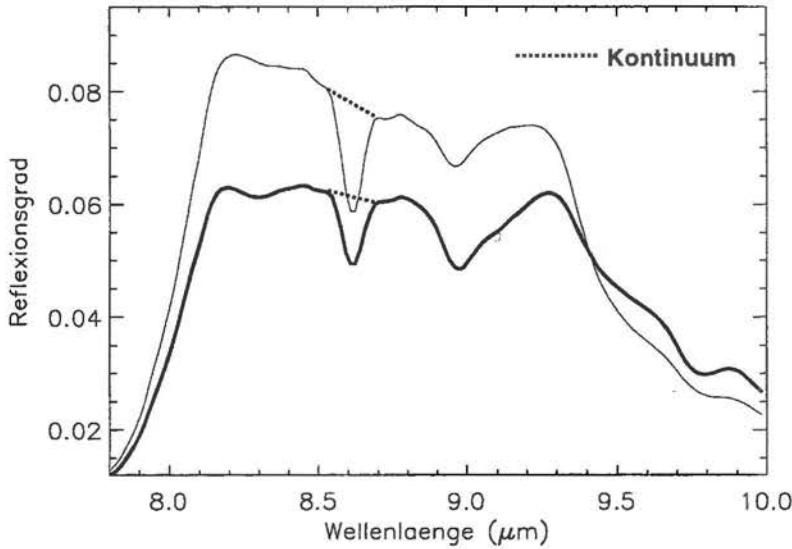


Abb. 3.7: Reflexionsspektren zweier Zwenkauer Geländeprouben mit aufgespanntem Kontinuum

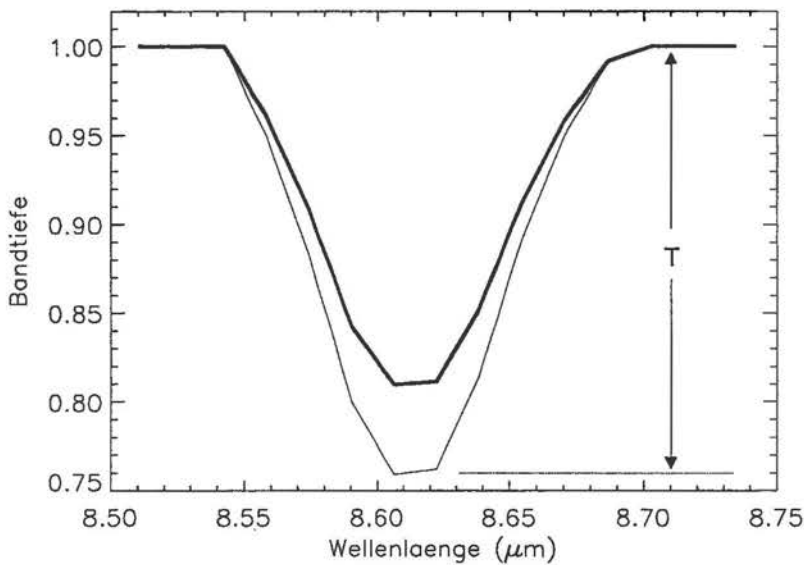


Abb. 3.8: Reflexionsspektren zweier Zwenkauer Geländeprouben nach Kontinuumnormierung

### 3.4.2 Spectral Angle Mapping (SAM)

Spectral Angle Mapping ist eine Methode, um die spektrale Ähnlichkeit einzelner Spektren (oder Bildelemente einer Szene) mit Referenzspektren zu bestimmen (KRUSE et al., 1993).



Als Referenzspektren können entweder Laborspektren, welche die jeweilige Klasse charakterisieren, oder Spektren aus den Bilddaten verwendet werden.

Die Spektren werden als Vektoren im  $n$ -dimensionalen Raum behandelt, wobei  $n$  die Anzahl der in die Klassifizierung eingehenden Spektralkanäle des Sensors ist. Die spektrale Ähnlichkeit wird durch den Winkelunterschied zwischen dem Vektor des Referenzspektrums und dem des Testspektrums bestimmt. Abb. 3.9 zeigt beispielhaft einen Referenz- und Testvektor mit zugehörigem Winkelunterschied  $\alpha$  im zweidimensionalen Merkmalsraum. Spektren, die auf einem Vektor liegen, unterscheiden sich nur in ihrer Helligkeit, nicht aber in ihrem qualitativen Spektralverlauf. Schlecht beleuchtete Pixel bzw. durch Bodenfeuchte oder opake Minerale beeinflusste Pixel liegen näher am Ursprung des Koordinatensystems als gut beleuchtete Pixel gleicher spektraler Signatur. Der Winkel zwischen dem Referenzvektor und dem Testvektor bleibt jedoch von der Länge der Vektoren unbeeinflusst. Somit kann die Ähnlichkeit zweier Spektren unabhängig von deren relativer Helligkeit bestimmt werden. Die Berechnung des Winkelunterschieds zweier Vektoren erfolgt nach der Formel:

$$\alpha = \cos^{-1} \left( \frac{\vec{t} \cdot \vec{r}}{\|\vec{t}\| \cdot \|\vec{r}\|} \right) \quad \text{oder} \quad \alpha = \cos^{-1} \left( \frac{\sum_{i=1}^n t_i r_i}{\left( \sum_{i=1}^n t_i^2 \right)^{1/2} \left( \sum_{i=1}^n r_i^2 \right)^{1/2}} \right)$$

- mit
- $\alpha$  : Raumwinkel in Radian
  - $t$  : Vektor des Testspektrums
  - $r$  : Vektor des Referenzspektrums
  - $n$  : Anzahl der in die Klassifizierung eingehenden Kanäle

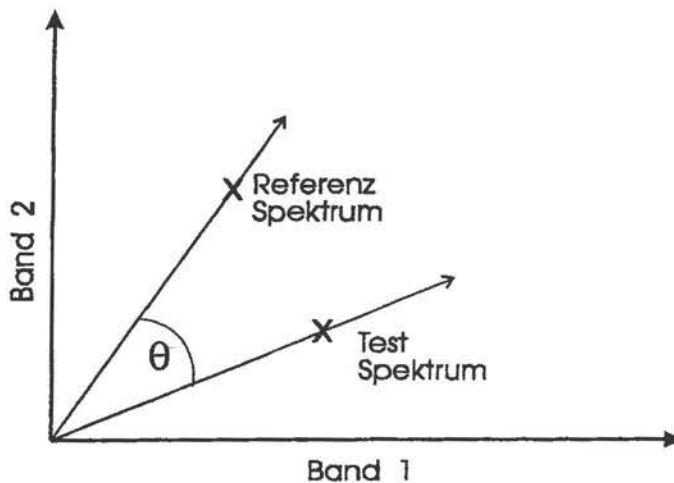


Abb. 3.9: Prinzip des Spectral Angle Mapping (mod. nach KRUSE et al., 1993)

Je größer die Winkeldifferenz ist, desto unähnlicher im Spektralverlauf sind die beiden Spektren. Die Zugehörigkeit zu einer Klasse wird durch einen Schwellenwert für die maximale Größe des Winkels bestimmt, der vom Bearbeiter gewählt werden kann.

## 4 Das abbildende Spektrometer DAIS 7915

### 4.1 Abbildende Spektrometrie

Die abbildende Spektrometrie stellt ein Verfahren der passiven, optischen Fernerkundung dar. Hierbei wird eine Vielzahl benachbarter Spektralbänder gleichzeitig aufgenommen. Jedem Bildelement kann so ein quasikontinuierliches Reflexionsspektrum zugeordnet werden.

Besondere Anwendungsmöglichkeiten liegen im Bereich der Geowissenschaften. Mit räumlich und spektral hochauflösenden Sensoren ist eine Unterscheidung und Identifikation von Gesteinen und Mineralen möglich (GOETZ et al., 1985; KAUFMANN et al., 1991; BODECHTEL & SOMMER, 1994). Doch auch Vegetationsanalysen sowie Untersuchungen von Bodenerosionsprozessen gehören zu den Einsatzfeldern (HILL & MÉGIER, 1991; MAUSER & BACH, 1994). Des Weiteren lassen sich u.a. ozeanische und atmosphärische Phänomene erfassen.

In der abbildenden Spektrometrie werden vorwiegend zwei Aufnahmesysteme eingesetzt. Zum einen ist dies der Pushbroom-Scanner, zum anderen der Wisk-Broom-Scanner (Line-Scanner).

Pushbroom-Scanner nehmen jeweils eine gesamte Zeile senkrecht zur Flugrichtung auf, wobei die aufgenommene Strahlung auf sogenannte Zeilen- oder Flächenarray-Detektoren fällt, die auch als CCD's (engl. *charged coupled devices*) bezeichnet werden. Eine Detektorzeile mit  $n$  Detektoren zeichnet auf diese Weise die entsprechende Zahl an Pixel auf. Pushbroom-Scanner arbeiten ohne mechanisch bewegte Teile. Ein großer Vorteil dieser Scanner liegt in der kompakten Bauweise und der geringen benötigten Energiemenge. Außerdem ist die Aufnahmezeit pro Pixel deutlich höher als bei Line-Scanner. Insgesamt führt dies zu verbesserten Signal zu Rausch Verhältnissen.

Line-Scanner dagegen erzeugen die Bildebene durch pixelweise Abtastung der einzelnen Zeilen mit Hilfe eines rotierenden Spiegels. Die bei der Aufnahme verwendete Anzahl an Detektoren pro Zeile nimmt in entsprechend vielen Kanälen auf. Auf den detaillierten Aufbau eines konkreten Line-Scanners (DAIS 7915) wird nachfolgend näher eingegangen. Die verwendeten Detektoren bestehen, abhängig vom Wellenlängenbereich, aus Silizium ( $0.4\text{-}1\mu\text{m}$ ), Bleisulfid ( $0.8\text{-}4\mu\text{m}$ ), Indium-Antimonit ( $1.5\text{-}5\mu\text{m}$ ) oder Quecksilber-Cadmium-Tellurid (bis  $15\mu\text{m}$ ).

### 4.2 Das abbildende Spektrometer DAIS 7915

Das DAIS 7915 (*Digital Airborne Imaging Spectrometer*) ist ein flugzeuggetragenes 79-kanaliges abbildendes Spektrometer, das vom DLR definiert, simuliert sowie modifiziert und von Geophysical Environmental Research Corp. (GER) gebaut wurde (CHANG et al., 1993).

Der Sensor deckt einen Spektralbereich vom sichtbaren Licht bis ins thermale Infrarot ab und erreicht hierbei, je nach Flughöhe, eine räumliche Auflösung von 3-20m. Die Daten werden elektronisch prozessiert und in Digitalformat mit 15 Bit pro Bildelement abgespeichert. Seit Mitte 1995 wird das DAIS 7915 für unterschiedliche Fernerkundungsanwendungen genutzt. Dies können u.a. folgende Fragestellungen sein (LEHMANN et al., 1995):

- Umweltmonitoring von Land- und Meeres-Ökosystemen,
- Untersuchungen bezüglich Vegetationsstreß,
- Registrierung von Agrar- und Forstressourcen,
- geologische Kartierungen,
- Mineral-Exploration,
- Bereitstellung von Daten für Geographische Informationssysteme (GIS).

#### 4.2.1 Aufnahmeprinzip und Meßtechnik

Das DAIS 7915 gehört zu den sog. Line-Scannern, bei denen die Abtastung der einzelnen Zeilen senkrecht zur Flugrichtung erfolgt. Die Drehung des Spiegels wird der Fluggeschwindigkeit angepaßt. Der Scanner tastet mittels eines vierseitigen, rotierenden Spiegels eine Zeile am Boden in 512 Bildelementen (Pixel) ab. Der Scanwinkel beträgt beim Betrieb in einen DLR-Forschungsflugzeug (Do228)  $\pm 26^\circ$ , bezogen auf die Nadirrichtung. Somit ergibt sich ein Gesichtsfeld (FOV, engl. *field of view*) von  $52^\circ$ . Die Größe des momentanen Öffnungswinkels, das sogenannte IFOV (engl. *instantaneous field of view*), beträgt  $3.3\text{mrad}$ . Bei einer Flughöhe von  $3000\text{m}$  entspricht das einer Bodenelementgröße (GFOV, engl. *ground field of view*) von  $10\text{m}$ . Der erfaßte Flugstreifen weist bei dieser Flughöhe und dem Gesichtsfeld von  $52^\circ$  eine Breite von  $2930\text{m}$  auf.

Der Scanmechanismus ist ein sogenannter Kennedy-Polygon-Scanner, bei dem die gesammelte Strahlung durch verschiedene Voroptiken läuft und auf einzelne Beugungsgitter gelenkt wird. Die erste Voroptik teilt die auftreffende divergierende Strahlung in zwei getrennte Strahlen: Strahlung mit Wellenlängen größer  $3\mu\text{m}$  sowie Strahlung kleiner  $3\mu\text{m}$ . Durch Verwendung einer zweiten Voroptik werden die Strahlen parallelisiert und anschließend in mehreren Spektrometermodulen in die einzelnen Wellenlängenbänder zerlegt.

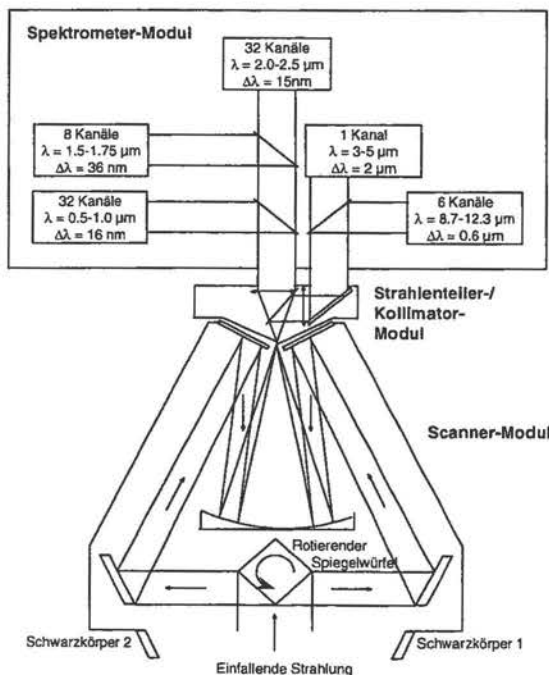


Abb. 4.1: Optisches Schema des DAIS 7915 (mod. nach STROBL et al., 1996a)

Diese Module bestehen aus einem Gitter, einer Kameralinse und einem Linearray-Detektor. Eine Ausnahme bildet die  $3\text{-}5\mu\text{m}$  Einheit, in der statt des Gitters ein Filter für die spektrale Selektion vorhanden ist. Jeder Kanal enthält einen Detektor mit eigenem Vorverstärker und einem 15bit-A/D-Wandler. Die an den Detektoren auftreffende Strahlungsenergie wird in einen meßbaren Photostrom und damit in elektrische Signale gewandelt. Die Halbleiterdetektoren arbeiten nach dem photoelektrischen Prinzip (nur VIS-SWIR), d.h. die anliegende Spannung ist direkt proportional zur Intensität der einfallenden Strahlung. Die digitale Signalspeicherung erfolgt auf einem Kassetten-Magnetband.

Zur exakten Bestimmung des Dunkelstroms (Dunkelreferenz) der aufgezeichneten Daten ist der Scanner mit zwei externen Schwarzkörpern (engl. *blackbodies*) ausgestattet. Bei jeder Viertelumdrehung des Spiegels werden

zunächst der erste Schwarzkörper, dann eine Zeile der Erdoberfläche und anschließend der zweite Schwarzkörper aufgenommen. Durch dieses Polygon-Scanverfahren verringert sich die Scanrate um den Faktor 4 und das Signal-zu-Rausch-Verhältnis (SNR, engl. *signal to noise ratio*) wird im Vergleich zu Scannern mit nur einem Spiegel um den Faktor 2 erhöht (CHANG et al., 1993).

Fluglageänderungen werden mit einem integrierten Kreiselssystem (engl. *gyro*) aufgezeichnet. Die Winkeländerungen der Flugachsen (Roll-, Nick- und Gierwinkel) werden als Funktion der Zeit gemessen. Diese Daten sind Grundlage für eine geometrische Korrektur der Flugzeugscannerdaten. Sie stehen zusammen mit den Dunkelstrom- und Temperaturdaten im sogenannten Housekeeping-Kanal (HK80) zur Verfügung.

#### 4.2.2 Technische Kenngrößen des DAIS 7915

Das DAIS 7915 ist ein optomechanischer, hochauflösender Scanner, der die von der Erdoberfläche reflektierte und emittierte Strahlung in 79 Kanälen mit vier Spektrometern aufzeichnet. Bei den Detektoren handelt es sich um Zeilenarrays, die - abhängig vom Wellenlängenbereich - aus Silizium (Si), Indium-Antimonit (InSb) oder Quecksilber-Cadmium-Tellurid (HgCdTe) bestehen. Das erste Spektrometer verwendet ein Si-Zeilenarray mit 32 Elementen. Dabei wird der Wellenlängenbereich von 400-1010nm mit einer Bandbreite von 15-30nm abgedeckt. Das zweite Spektrometer weist eine reduzierte spektrale Auflösung auf (ca. 45nm). Das dritte Spektrometer (1.9-2.5 $\mu$ m) besitzt Bandbreiten von 25-35nm. Im Wellenlängenbereich von 3-5 $\mu$ m ist ein Kanal positioniert. Das thermale Infrarot (8.6-12.3 $\mu$ m) wird durch sechs Bänder (ca. 800-1200nm) abgedeckt. Bei längerwelligem Licht wird eine engere Bandpositionierung aufgrund des zu schlechten Nutz- zu Störsignal-Verhältnisses (SNR) erschwert.

Tab. 4.1: Gemessene, technische Kenngrößen des DAIS 7915 (mod. nach STROBL et al., 1997)

	Spektralbereich [ $\mu$ m]	Anzahl der Bänder	Bandbreite [nm]	Detektor
Spektrometer 1 (VIS NIR)	0.4 - 1.05	32	15-30	Si
Spektrometer 2 (SWIR I)	1.5 - 1.8	8	45	InSb
Spektrometer 3 (SWIR II)	1.9 - 2.5	32	25-35	InSb
MIR	3.0 - 5.0	1	2000	InSb
Spektrometer 4 (TIR)	8.6 - 12.3	6	800-1200	HgCdTe
Sensitivität VNIR	NE $\Delta$ R $\leq$ 0.025 mW/(cm <sup>2</sup> sr $\mu$ m)			
Sensitivität SWIR	NE $\Delta$ R $\leq$ 0.025 mW/(cm <sup>2</sup> sr $\mu$ m)			
Sensitivität MR TIR	NE $\Delta$ T $\leq$ 0.1-0.2K			
Dynamikbereich (bit)	16			
IFOV (mrad)	3.3 (2.5 oder 5.0 optional)			
Pixelgröße	abhängig vom IFOV: 10m bei 3000m Flughöhe			
Scanwinkel	$\pm$ 26° quer zur Flugrichtung			
Pixelanzahl pro Zeile	512			

Der Scanner verfügt über drei Wellenlängenkonfigurationen im Spektrometer 1. Mit Hilfe verschiedener Beugungsgitter können so für unterschiedliche Anwendungen (Wasser, Vege-



tation etc.) bestimmte Konfigurationen gewählt werden, die sich durch Lage der Kanäle und deren Breite unterscheiden. Eine vollständige Auflistung aller Spektralkanäle und Bandbreiten (Stand 1996) ist dem Anhang (A) zu entnehmen, wobei zwischen den Jahren 1995/96 und 1997 unterschieden werden muß, da eine teilweise Neujustierung der Spektralkanäle vorgenommen wurde.

### 4.2.3 Datenaufbereitung

Unter diesem Punkt werden die notwendigen Prozessierungsschritte erläutert, um die DAIS 7915 Rohdaten in quantitativ auswertbare physikalische Meßwerte umzusetzen. Im Detail werden diese Schritte bei STROBL et al. (1996a; 1997) dargelegt und sollen hier nur kurz beschrieben werden. Bei KAUFMANN et al. (1998) wird die gesamte Datenverarbeitungskette an DAIS 7915 Daten der untersuchten Tagebaue Zwenkau und Espenhain demonstriert.

#### 4.2.3.1 Systemkorrektur

Einen ersten Schritt der Vorprozessierung stellt die Sortierung der einzelnen Kanäle da, die dann ins BSQ-Format geschrieben werden, das für weitere Prozessierungen verwendet wird. Zur Dunkelstromkorrektur werden am Anfang und Ende einer Szene sogenannte „shutter closed“-Bereiche aufgezeichnet (STROBL et al., 1996a). Dazu wird ein Verschuß über die Eingangsblende der Optik gelegt, so daß der Dunkelstrom bestimmt werden kann. Das genaue Dunkelstromsignal wird zeilenweise errechnet und als Grauwert von den registrierten Grauwerten aller Pixel der jeweiligen Zeile abgezogen.

Des weiteren erfolgt eine Facettenkorrektur, bei der die Unterschiede im Reflexionsgrad der vier Spiegelseiten beseitigt werden. Durch die Inhomogenität der Spiegelfacetten entsteht eine horizontale 4er Streifung. Für diese Korrektur ist die Berechnung von Kalibrierkoeffizienten notwendig. Diese werden im Labor durch Messung einer räumlich homogenen Strahlungsquelle (Ulbricht-Kugel) gewonnen (STROBL et al., 1996b). Die Ulbricht-Kugel besitzt einen Durchmesser von 1.65m und ist mit Bariumsulfat ausgekleidet. Die Gewinnung der Kalibrierkoeffizienten erfolgt unter Berücksichtigung variierender Beleuchtungszustände und Scanwinkel.

Die Umwandlung der vom Sensor ursprünglich registrierten Grauwerte in die physikalische Größe der Strahldichte am Sensor wird im Rahmen der Datenkalibrierung durchgeführt und ist die Vorstufe für die spätere Berechnung von Reflexionswerten in der atmosphärischen Korrektur. Die gesamte Datenvorprozessierung wird ausführlich in einer Arbeit beschrieben, die von Peter Strobl am DLR vorbereitet wird und den Titel „Entwicklung von Verfahren zur Datenaufbereitung und Kalibrierung eines digitalen flugzeuggestützten Abbildenden Spektrometers am Beispiel des DAIS 7915“ trägt.

#### 4.2.3.2 Datenfilterung

Methoden der Filterung dienen der Elimination nichtsystematischer Rauschmuster und systematischer Streifenmuster und wurden vor der Kalibrierung durchgeführt. Eine Überprüfung der Datenqualität ergab für die Datensätze vom 30.5.96 (TB Espenhain und Zwenkau) eine massive vertikale Streifung infolge eines defekten SWIR II Boards. Die Streifung trat in jeder



zweiten Zeile auf und konnte durch ein Ersetzen der beeinflussten Pixel durch darunterliegende Bildelemente weitgehend beseitigt werden. Auch die weiteren Datensätze wiesen eine Beeinträchtigung der SWIR II Kanäle auf, bedingt durch systematisches Rauschen, das nach STROBL et al. (1996a) durch Vibrationen der Flugzeugmotoren hervorgerufen wird. In den Bilddaten führen die Vibrationen zu einem stark ausgeprägten Streifenmuster. Die Streifung tritt insbesondere in allen 32 Kanälen des dritten Spektrometers mit unterschiedlicher Intensität auf, wobei die Beeinträchtigung zu den ersten und letzten Kanälen hin zunimmt. Da die Datenqualität für quantitative Untersuchungen bedeutend ist (KAUFMANN et al., 1991), wurden die DAIS 7915 Daten (Spektrometer 1 bis 3) vor der weiteren Verarbeitung gefiltert.

Um das Rauschen von der Bildinformation zu trennen und zu eliminieren, wurde eine von NIELSEN & LARSEN (1994) beschriebene Methode verwendet. Die dort vorgestellte „Minimum Noise Fraction“-Transformation (MNF) wurde von GREEN et al. (1988) entwickelt. Die eingesetzte Software wurde von P. Strobl (Institut für Optoelektronik, DLR) zur Verfügung gestellt.

Grundidee dieser Methode ist die Überführung der Originaldaten in den sogenannten MNF-Raum, in dem die Kanäle nach dem Merkmal „Bildqualität“ geordnet sind. Als Maß für die Bildqualität kann z.B. das Signal-zu-Rausch-Verhältnis verwendet werden. Der erste MNF-Kanal weist dabei das höchste SNR auf, mit zunehmendem MNF-Kanal nimmt das SNR ab. Ziel ist eine Isolation der Rauschkomponente in einigen wenigen Kanälen. Die MNF-Transformation ist in ihrem Ablauf vergleichbar mit der Hauptkomponententransformation. Es handelt sich in beiden Fällen um eine orthogonale Datentransformation in einen neuen Bildraum. Die transformierten Kanäle zeichnen sich durch vollkommene Unkorreliertheit aus. Während jedoch bei der Hauptkomponententransformation eine Sortierung der Kanäle nach ihrer Varianz erfolgt, sind die aus der MNF-Transformation hervorgehenden Kanäle nach der Bildqualität geordnet.

Hauptproblem bei der Berechnung der MNF-Transformation ist die dazu nötige Schätzung der Kovarianzmatrix der Rauschkomponente. NIELSEN (1994) gibt dafür mehrere Methoden an, die auf der räumlichen Charakteristik von Bilddaten basieren. Jede dieser Methoden nutzt die bestehende hohe Korrelation zwischen einem beliebigen Bildelement und dessen benachbarten Pixeln aus. Die Rauschkomponente hingegen weist nur geringe räumliche Korrelationen auf (GREEN et al., 1988).

Im angewandten Fall wurde die Kovarianzmatrix der Rauschkomponente mit Hilfe des „shutter closed“-Bereiches berechnet. Aufgrund der hier fehlenden Signalkomponente ist das systematische Rauschmuster klar separiert. Um die Rauschkomponente in den Originalkanälen zu reduzieren, werden nun die MNF-Kanäle untersucht. Kennzeichnend für die MNF-Transformation ist das beschränkte Auftreten der Rauschkomponente in einigen wenigen MNF-Kanälen (NIELSEN & LARSEN, 1994). Je nach Darstellung der Kanäle ergeben sich zwei Möglichkeiten der Behandlung:

Wenn der MNF-Kanal nur die Rauschkomponente aufweist, werden alle Grauwerte des Kanals auf den Bildmittelwert gesetzt, um damit das Rauschen zu eliminieren. Weist der MNF-Kanal neben der Rauschkomponente noch eine Signalkomponente auf, kann die Rauschkomponente mit Methoden der Fourier-Filterung (NIELSEN, 1994) entfernt werden.

Da die Trennung der Signal- und Rauschkomponente in den bearbeiteten Datensätzen gut vollzogen wurde, mußten lediglich die Kanäle mit der Rauschkomponente auf ihren jeweiligen Mittelwert gesetzt werden. Dadurch wird eine Verfälschung der Statistik des „Signals“ ver-

mieden. Anschließend werden die MNF-Kanäle in den Ursprungsraum zurücktransformiert. Der Effekt des Einsatzes der MNF-Methode wird in Abb. 4.2 deutlich. Auf der linken Seite ist ein Ausschnitt des SWIR II Kanals 43 ( $1.99\mu\text{m}$ ) eines Originaldatensatzes (Tagebau Zwenkau, 30.5.96) dargestellt. Das mittlere Bild zeigt diesen Ausschnitt nach der Datenfilterung. Das Differenzbild aus originalen und gefilterten Daten gibt Aufschluß über die Güte der Filterung. Es kann überprüft werden, ob neben Störmustern auch spektrale Information eliminiert wurde.

Die Gegenüberstellung macht den Nutzen der MNF-Methode für die Verbesserung der Bildqualität deutlich. Auf die ebenfalls resultierende Verbesserung der Datenqualität wird unter Kap. 4.2.3.4 eingegangen. Der Vorteil des Einsatzes von Filterungsmethoden im MNF-Raum anstatt an den Originaldaten liegt in der geringeren Beeinflussung der Signalkomponente (GREEN et al., 1988). Die Methode erlaubt eine weitaus stärkere Anwendung von Filtertechniken, ohne dabei das Nutzsignal zu stören.

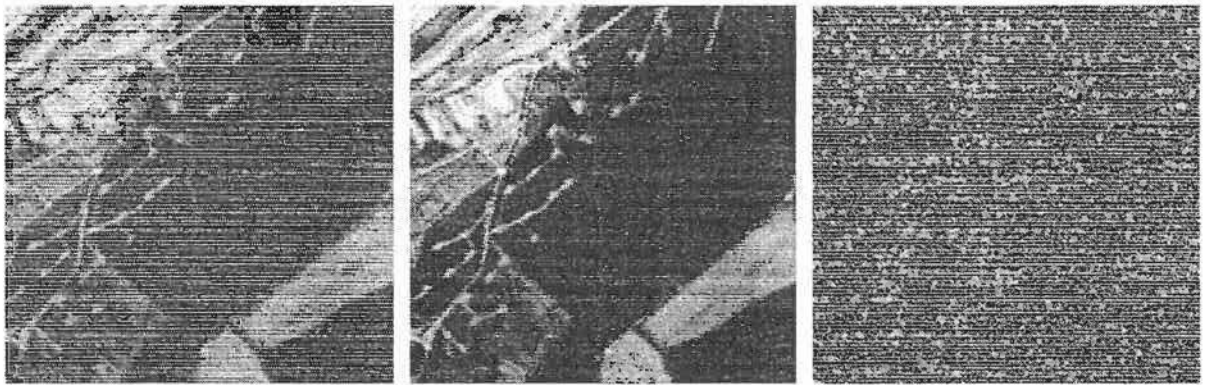


Abb. 4.2: Vergleich eines Ausschnitts von DAIS Kanal 43 vor und nach der Datenfilterung (links: Originaldatensatz, Mitte: gefilterte Daten, rechts: Differenzbild)

#### 4.2.3.3 Datenkalibrierung

Die Ableitung physikalischer Parameter der Erdoberfläche aus den Meßsignalen eines optischen Sensors erfordert die Kenntnis der Kalibrierfunktion jedes Spektralkanals. Anhand der Kalibrierfunktionen lassen sich die registrierten Grauwerte in den verschiedenen Kanälen in Strahldichtewerte am Sensor umrechnen. Auf die Bestimmung der kanalspezifischen Kalibrationskoeffizienten wird bei STROBL et al. (1997) eingegangen. Die Kalibrierung erfolgte in der Laboratory Calibration Facility (LCF) des DLR (OERTEL, 1994).

Unterschiede bestehen zwischen der Datenkalibrierung der reflektiven und der thermalen Kanäle (STROBL et al., 1996a; STROBL & ZHUKOV, 1998). Im reflektiven Spektralbereich ( $0.5\text{--}2.5\mu\text{m}$ ) berechnet sich für jeden Spektralkanal der betrachteten Kanäle (Band 1 bis 72) die Strahldichte am Sensor aus den registrierten Grauwerten anhand folgender linearer Kalibrierfunktion:

$$L(k) = c_0(k) + c_1(k) \cdot DN(k) \quad (\text{Gl. 4.1})$$

mit  $L(k)$  : spektrale Strahldichte in Kanal  $k$  ( $\text{mW}/\text{cm}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$ )  
 $c_0(k), c_1(k)$  : Kalibrationskoeffizienten in Kanal  $k$   
 $DN(k)$  : Grauwert eines Pixels in Kanal  $k$

Die entsprechenden Kalibrierkoeffizienten wurden für das DAIS 7915 im Rahmen einer Laborkalibrierung bestimmt und in Testflügen validiert (STROBL et al., 1997). Die Kalibrierung im thermalen Infrarot folgte dem Ansatz von STROBL & ZHUKOV (1998). Die beiden Schwarzkörper des DAIS 7915 erlauben hier die Berechnung physikalischer Meßwerte aus den Rohdaten.

#### 4.2.3.4 Datenqualität

Häufig ist die Bestimmung des Rauschens in Bilddaten allein kein aussagekräftiges Maß für die Qualität dieser Daten, da der Einfluß bei geringem Signal verstärkt wird. Aus diesem Grunde wird bei einer Betrachtung der Datenqualität vielfach das Ratio des mittleren Signals und der dazugehörigen Standardabweichung (SNR) verwendet. In der Literatur werden zudem weitere Methoden angeführt (VAN DER MEER, 1995).

$$SNR_M = \frac{DN_M}{\sigma} \quad (\text{Gl. 4.2})$$

mit  $SNR_M$  : Mittleres SNR  
 $DN_M$  : Mittleres Signal einer homogenen Fläche  
 $\sigma$  : Standardabweichung der verwendeten Fläche

Das SNR ist nach KRAUS & SCHNEIDER (1988) von verschiedenen Parametern abhängig, so von den Rauscheigenschaften des Detektors, der Bandbreite des Detektorsystems und der geometrischen Auflösung. Die Standardabweichung setzt sich aus dem Rauschen des Instruments und dem Szenenrauschen, bedingt durch die Varianz jeder natürlichen Oberfläche, zusammen. Aufgrund der Inhomogenität der gewählten Fläche sind die aus Flugzeugdaten abgeleiteten SNR-Werte immer kleiner als die tatsächlichen Werte des Instruments.

Tab. 4.2: Gemittelte SNR-Werte von Wasserflächen

Szene	VNIR	TIR
Espenhain (7.7.95)	20-45	-
Espenhain (30.5.96)	-	280-350
Zwenkau (30.5.96)	20-45	250-350
Zwenkau (23.7.97)	10-25	280-350
Zwenkau (21.10.97 Nacht)	-	150-200

Im Rahmen der Arbeit wurde das SNR beispielhaft nur für dunkle Flächen (Wasser, Pixelanzahl mind. 100) berechnet, da keine ausreichend großen und homogenen hellen Flächen zur Verfügung standen. Da sich die Höhe des Reflexionsgrades auf die Höhe des SNR's auswirkt, wurden für das SWIR keine SNR-Werte bestimmt. Der Reflexionsgrad von Wasser ist hier nahe 0. Die SNR-Bestimmung wurde nach der unter Punkt 4.2.3.2 beschriebenen MNF-Filterung durchgeführt. Ein Vergleich der  $SNR_M$ -Werte vor und nach der MNF-Filterung ergab eine gemittelte Erhöhung des SNR's um Faktor 2. In Tab. 4.2 sind die gemittelten SNR-Werte für zwei Spektralbereiche zusammengestellt. Die Werte beziehen sich auf die in

Gleichung 4.2 vorgestellte Definition des SNR's und wurden nach der Systemkorrektur, Filterung und Kalibration errechnet. Ein Vergleich der hier erzielten SNR-Werte mit Ergebnissen anderer flugzeuggestützter Hyperspectralscanner ist nur bedingt möglich, da keine Datensätze der untersuchten Testgebiete vorliegen. Es sei jedoch auf Arbeiten von CHRIEN (1998) bzw. COCKS & DE GASPARIS (1998) verwiesen. Sie erzielen mit dem AVIRIS- bzw. HyMap-System für homogene, helle Targets (Reflexionsgrad >50%) SNR-Werte im reflektiven Spektralbereich von >500.

Es wurde bereits erwähnt, daß ein wie o.a. definiertes SNR vielfach nur eine unzureichende Qualitätsanalyse erlaubt. Ein anderer Ansatz, die Dunkelstrommethode, verwendet anstatt szenenabhängiger Signalwerte homogener Regionen das im „shutter-closed“-Bereich aufgezeichnete Signal. Die Varianz dieses Signals bei geschlossenem Verschuß („Rauschen“) wird mit der Varianz der gesamten Szene („Signal“) ins Verhältnis gesetzt. Aus der Varianz des Dunkelstroms erhält man durch Anwendung der Kalibrierkoeffizienten die Größe NE $\Delta$ R (engl. *noise equivalent delta radiance*). Im thermalen Infrarot wird meist ein NE $\Delta$ T (engl. *noise equivalent delta temperature*) angegeben, das Aufschluß über die Temperaturauflösung des Sensors gibt (vgl. Tab. 4.1). Im TIR wurde für das DAIS 7915 ein NE $\Delta$ T= 0.1-0.2K bestimmt. Es liegt damit in der Größenordnung der Kenngrößen des amerikanischen Thermalscanner TIMS (PALLUCONI & MEEKS, 1985; JAGGI & BIRK, 1991).



## 5 Korrektur der DAIS 7915 Daten

### 5.1 Atmosphärische Korrektur

Passive, optische Fernerkundungsdaten werden sowohl im sichtbaren Wellenlängenbereich als auch im kurzwelligen und thermalen Infrarot durch die atmosphärischen Bedingungen beeinflusst. Im Gegensatz zur äußerst dünnen, fast transparenten Atmosphäre anderer Planeten wie Mars besitzt die Erde eine relativ dichte atmosphärische Hülle. Gase und Partikel (Aerosole) in der Atmosphäre führen zu Absorption und Streuung der von der Sonne kommenden und von der Erdoberfläche reflektierten und emittierten elektromagnetischen Strahlung, wodurch sich die Intensität und Richtung der Strahlung verändert. Mit Hilfe von Korrekturmodellen wird versucht, die Einflüsse der Atmosphäre zu eliminieren. Insbesondere für multitemporale und multisensorale Untersuchungen ist es notwendig, Reflexionsunterschiede, die aufgrund der äußeren - sprich atmosphärischen und solaren - Bedingungen entstehen, zu beseitigen.

Als wichtige Bestandteile der Atmosphäre sind neben Sauerstoff ( $O_2$ ), Wasserdampf ( $H_2O$ ), Ozon ( $O_3$ ), Kohlendioxid ( $CO_2$ ), Methan ( $CH_4$ ) und Spurengasen auch Aerosole (Partikel, Wassertröpfchen, Pollen etc.) an den Streu- und Absorptionsprozessen beteiligt. Durch diese Prozesse kann nur ein Teil des solaren elektromagnetischen Spektrums die Atmosphäre durchdringen. Die Transmission ist wellenlängenabhängig und wird durch die Zusammensetzung (sowie Druck, Temperatur etc.) der Atmosphäre beeinflusst. Wellenlängenbereiche mit hoher Transmission, auch atmosphärische Fenster genannt, sind vom Ultravioletten bis in den Mikrowellenbereich anzutreffen. Im mittleren und thermalen Infrarot existieren zwei für fernerkundliche Aufzeichnungen bedeutende atmosphärische Fenster. Sie liegen bei 3 bis  $5\mu m$  sowie zwischen 8 und  $14\mu m$  (KRONBERG, 1985).

#### 5.1.1 Streuprozesse in der Atmosphäre

Streuung elektromagnetischer Strahlung erfolgt an Luftmolekülen und Aerosolen. Bei den Streuprozessen werden grundsätzlich zwei Arten der Streuung unterschieden: selektive und nichtselektive Streuung. Letztere ist wellenlängenunabhängig und kommt im Sichtbaren und im Infraroten bei Partikeln mit einem Durchmesser  $>10\mu m$  vor (z.B. Wassertröpfchen in Wolken und Nebel).

Selektive Streuung dagegen ist abhängig von der Wellenlänge. Tritt elektromagnetische Strahlung mit Partikeln in Wechselwirkung, die kleiner als die Wellenlänge der Strahlung sind (beispielsweise Sauerstoff- oder Stickstoffmoleküle), spricht man von Rayleigh-Streuung (SCHOWENGERDT, 1997). Nach dem Gesetz von Rayleigh ist der Anteil der Streuung umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge. Aerosole dagegen, deren Radien etwa der Wellenlänge der auftretenden Strahlung entsprechen oder größer sind ( $0.1-10\mu m$ ), streuen langwellige Lichtstrahlung. Man bezeichnet diese Art der Streuung als Mie-Streuung. Der Anteil der Mie-Streuung ist proportional zum Exponenten der Wellenlänge und nimmt mit steigender Wellenlänge zu. In der Regel kommt es zu einer kombinierten Wirkung aller Streuungsmechanismen.



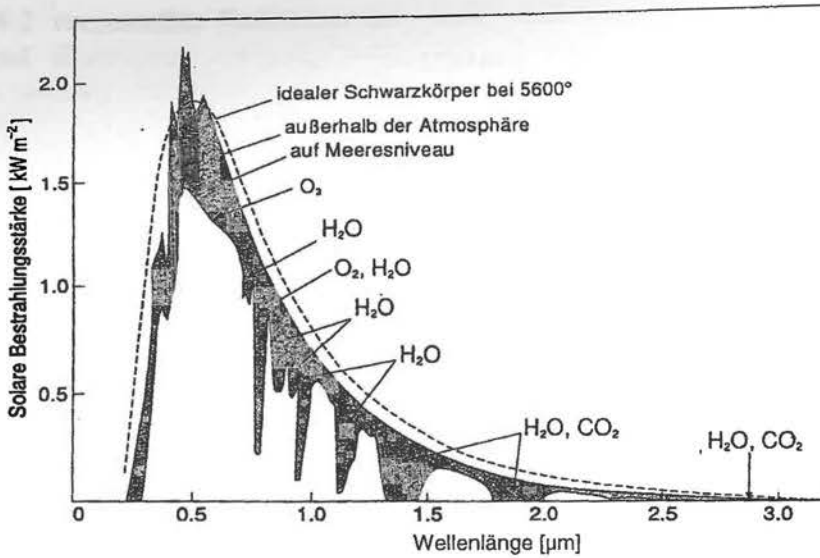


Abb. 5.1: Sonnenenergiespektrum mit Absorptionsbanden der Erdatmosphäre

### 5.1.2 Absorptionsprozesse

Abb. 5.1 zeigt das elektromagnetische Spektrum der Sonne. Das Vorhandensein von permanenten Gasen führt zu Absorption der Strahlung, d.h. es erfolgt keine oder geringe Transmission durch die Atmosphäre. Der Grund dafür ist die Anregung von Resonanzfrequenzen, die zu Absorptionen bei diskreten Wellenlängen führen. Die verschiedenen Gase weisen ein wellenlängenabhängiges Absorptionsvermögen auf (KRONBERG, 1985). Verdeutlicht wird die Variation der atmosphärischen Transmission durch Abb. 5.1. Starke, durch Wasserdampf hervorgerufene Absorptionsbanden treten u.a. bei 1.4µm sowie 1.9µm auf. Ferner erkennt man, daß die solare Energiemenge mit zunehmender Wellenlänge abnimmt. Wegen des Abfalls der Intensität der Sonnenstrahlung sind Untersuchungen des Reflexionsgrades mit passiven Verfahren nur bis zu einer Wellenlänge von 3µm möglich.

### 5.1.3 Atmosphärische Korrekturverfahren

Bei der atmosphärischen Korrektur von Bilddaten können zwei Verfahren unterschieden werden. So existieren von atmosphärischen Parametern unabhängige und abhängige Korrekturverfahren. Auf letztere wird unter Kap. 5.1.4 mit einer Beschreibung des Programms ATCOR näher eingegangen.

Zu den Normierungsverfahren, die ohne Informationen über atmosphärische Bedingungen verwendet werden, zählen u.a. die Flat-Field, die Empirical-Line sowie die Internal Average Methode. Sie werden nach der Systemkorrektur der Daten angewendet, d.h. die Bilddaten liegen als Strahldichten am Sensor vor. Die Methoden werden bei ROBERTS et al. (1986), RAST et al. (1991) und BEN-DOR & KRUSE (1994) beschrieben. Alle drei Methoden beruhen auf der Annahme, daß der Einfluß der Atmosphäre in jedem Bildpixel enthalten ist. Mit Hilfe der aufgeführten Verfahren können atmosphärische Einflüsse sowie sensorbedingte Effekte beseitigt werden. Nicht korrigiert werden jedoch die unterschiedlichen beleuchtungsgeometrischen Verhältnisse und Winkelabhängigkeiten innerhalb einer Scanzeile. Große

Scanbereiche (Scanwinkel  $>10^\circ$ ) können zu blickwinkelabhängigen Einflüssen führen, die mit Hilfe von Computermodellen eliminiert werden.

#### 5.1.4 Atmosphärische Korrektur mit ATCOR

Die Wechselwirkungen zwischen elektromagnetischer Strahlung und Atmosphäre beeinflussen die von der Erdoberfläche reflektierte und emittierte Strahlung. Die Ableitung physikalischer Größen einer Oberfläche, die unabhängig von äußeren Bedingungen sind und sich für quantitative Untersuchungen eignen, erfordert geeignete Korrekturverfahren. Folgende Einflüsse müssen im wesentlichen berücksichtigt werden:

- Überlagerung von Streustrahlung (engl. *path radiance*), die unabhängig vom Reflexions- bzw. Emissionsgrad der Oberfläche ist
- Abschwächung der einfallenden und vom Objekt reflektierten/emittierten Strahlung durch Absorptions- und Streuprozesse in der Atmosphäre, abhängig von den atmosphärischen Parametern und dem spektralen Reflexions-/Emissionsgrad der Oberfläche
- Überstrahleffekte durch Streustrahlung von benachbarten Oberflächen (engl. *adjacency effects*, nur im VIS bis SWIR)

##### 5.1.4.1 Wellenlängenbereich 0.5-2.5 $\mu$ m

Mit Hilfe des Korrekturmodells ATCOR (RICHTER, 1996) können systemkorrigierte, kalibrierte Bilddaten (Einheit: Strahldichten am Sensor) im betrachteten Wellenlängenbereich in Bodenreflexionswerte umgerechnet werden, wobei von einem linearen Zusammenhang zwischen Albedo am Boden und Strahldichten ausgegangen wird (RICHTER, 1996). Sowohl die Sensorspezifikationen (Kanalanzahl und -breite), die vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen (Transmission, rel. Feuchte etc.) als auch Überstrahleffekte benachbarter Pixel fließen in das Modell ein. Dabei werden Einfach- und Mehrfachstreuung für Molekül- und Aerosolstreuung sowie die Strahlungsabsorptionen berücksichtigt. Die Einbeziehung digitaler Geländemodelle (DGM) zur Korrektur der Beleuchtung jedes Bildpunktes ist für satellitengetragene Sensoren gelöst (RICHTER, 1998) und wird für flugzeuggetragene Systeme vorbereitet.

Tab. 5.1: Inputparameter zur atmosphärischen Korrektur der DAIS 7915 Daten mit ATCOR

Datum	Szene	Flughöhe ü. Grund [m]	Sonnen- elevation [°]	Sonnen- azimuth [°]	Sichtweite [km]	Atmosphären- profil
7.7.95	Espenhain	3810	59	152	18	MODTRAN (Nr.2)
30.5.96	Espenhain	1980	60	165	20	MODTRAN (Nr.2)
30.5.96	Zwenkau	3660	59	162	20	MODTRAN (Nr.2)
23.7.97	Zwenkau	3500	44	114	25	Radiosonde
21.10.97	Zwenkau N	3500	-	-	20	MODTRAN (Nr.2)

Die für die Korrektur notwendigen Atmosphärenparameter werden mit dem Programmpaket ATFUNC (RICHTER, 1996) erzeugt. ATFUNC modelliert für definierte Bodenreflexionsgrade die zugehörigen Strahldichten am Sensor in Abhängigkeit vorgegebener Atmosphären- und

Geometrieparameter. Dabei finden das Strahlungsübertragungsmodell MODTRAN 2 (BERK et al., 1989) sowie das Simulationsmodell SENSAT (RICHTER, 1992) Anwendung. Als Eingabeparameter werden u.a. Sonnenzenith- und Sonnenazimuthwinkel, Flugrichtung, Flughöhe über Grund, Sichtweite sowie Aerosoltyp benötigt. Sind Radiosondenprofile vorhanden, können diese direkt eingebunden werden (vgl. Abb. 5.2).

In ATFUNC kann zwischen sechs vordefinierten, von MODTRAN zur Verfügung gestellten Standardatmosphären gewählt werden. Sie beschreiben den mittleren Zustand der Atmosphäre in verschiedenen Klimazonen und Jahreszeiten. Weiter bietet sich die Möglichkeit, aktuell gemessene Vertikalprofile von Luftdruck, Temperatur und Feuchte z.B. aus Radiosondenaufstiegen zu verwenden. Das Programm beinhaltet mehrere Aerosol-Modelle, welche die unterschiedliche Zusammensetzung, Größe und Konzentration der Aerosole in verschiedenen Regionen berücksichtigen. Für die atmosphärische Korrektur wurde der Aerosoltyp „ländlich“ benutzt, der Parameter „horizontale Normsichtweite“ wurde – je nach Szene - mit 18-25km angegeben. Eingangsparmeter für die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Berechnungen mit ATFUNC liefert Tab. 5.1.

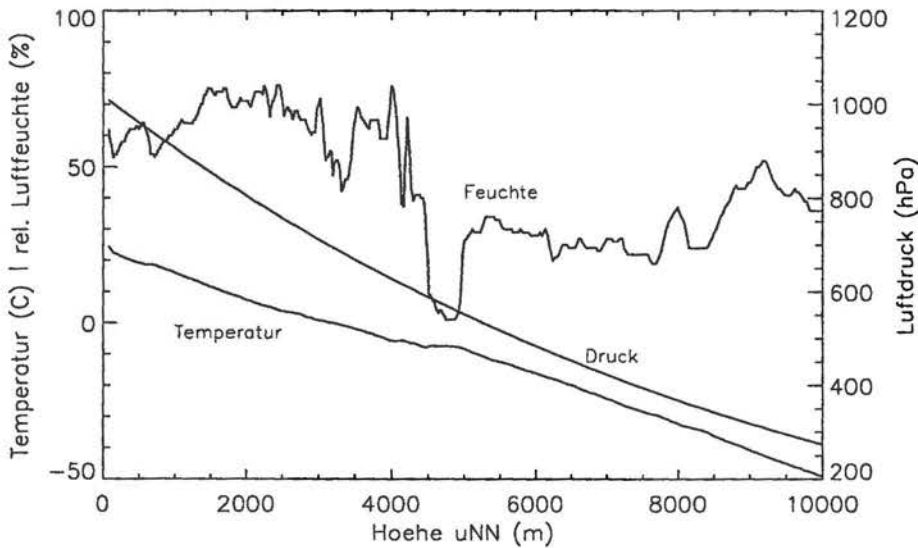


Abb. 5.2: Darstellung der atmosph. Parameter Druck, rel. Feuchte und Temperatur als Funktion der Höhe (Radiosondenprofil Zwenkau vom 23.7.97)

ATFUNC liefert als Ergebnis eine Look-Up-Tabelle für jeden Spektralkanal, in der die Strahldichten am Sensor in Abhängigkeit vom Scanwinkel für Bodenreflexionsgrade 0, 10, 30 und 60% berechnet werden. ATCOR rechnet die Strahldichtewerte jedes Bildelements unter Verwendung der mit ATFUNC berechneten Tabellen in einen Bodenreflexionsgrad um. Dazu wird kanal- und pixelweise jeder Strahldichtewert mit der entsprechenden Tabelle verglichen, wobei die Lage des betreffenden Pixels in einen dazugehörigen Scanwinkel umgerechnet wird. Durch lineare Interpolation zwischen zwei Scanwinkelstützpunkten und den Reflexionswerten 0% bis 60% wird der entsprechende Bodenreflexionsgrad ermittelt. Für Reflexionsgrade über 60% wird durch Interpolation eine weitere Stützstelle für den Reflexionsgrad 80% errechnet, so daß der Reflexionsbereich von 0% bis 80% abgedeckt werden kann.

Der Einfluß einzelner atmosphärischer Parameter (Aerosoltyp, Sichtweite, Höhenprofil) auf das Reflexionsspektrum von Brache im sichtbaren Wellenlängenbereich wird bei ROTHFUß (1994) beschrieben. Modellsimulationen wurden durchgeführt, wobei einzelne Parameter variiert wurden. Die Ergebnisse belegen eine Beeinflussung des Reflexionsgrades durch verschiedene Atmosphärenparameter.

#### 5.1.4.2 Wellenlängenbereich 8-13 $\mu\text{m}$

Die Zusammensetzung der atmosphärischen Schichten als Funktion der Höhe bestimmen auch im thermalen Infrarot (TIR) die vom Boden emittierte/reflektierte und vom Sensor aufgefangene Strahlung. Im Gegensatz zur kurzwelligen Spektralbereich (0.5-2.5 $\mu\text{m}$ ) spielt im TIR die emittierte Strahlung die wesentliche Rolle.

Vor der Berücksichtigung atmosphärischer Einflüsse steht auch im thermalen Infrarot eine Systemkorrektur und Kalibrierung der DAIS 7915 Daten (vgl. Kap. 4.2.3.3). Die vom Sensor aufgezeichnete Gesamtstrahlung  $L_{\text{Sensor}}$  setzt sich wie folgt zusammen:

$$L_{\text{Sensor}}(\lambda) = L_{\text{Streu}}(\lambda) + \tau(\lambda)\epsilon(\lambda)L_{\text{bb}}(\lambda, T) + \tau(\lambda)(1 - \epsilon(\lambda))\frac{F(\lambda)}{\pi} \quad (\text{Gl. 5.1})$$

- mit
- $L_{\text{Sensor}}$  : Gesamtstrahldichte am Sensor ( $\text{mW}/\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$ )
  - $L_{\text{Streu}}$  : Streulicht (atmosphärische Emission und Streuung, ( $\text{mW}/\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$ ))
  - $\tau$  : atmosphärische Transmission (Boden-Sensor)
  - $\lambda$  : Wellenlänge ( $\mu\text{m}$ )
  - $\epsilon$  : Bodenemissionsgrad
  - $L_{\text{bb}}$  : emittierte Strahldichte eines Schwarzkörpers ( $\text{mW}/\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$ ) bei einer Temperatur  $T$  (K)
  - $F$  : thermaler Wärmefluß von der Atmosphäre auf den Boden ( $\text{mW}/\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$ )

Nach Gleichung 5.1 wird die aufgezeichnete Gesamtstrahlung durch die emittierte Schwarzkörperstrahlung  $L_{\text{bb}}$ , das Streulicht  $L_{\text{Streu}}$  (auch Luftlicht genannt), den Bodenemissionsgrad  $\epsilon$ , die Transmission  $\tau$  sowie den nach unten gerichteten Wärmefluß  $F$  bestimmt. Als Streulicht wird der Anteil der Strahlung bezeichnet, der keinen Kontakt mit der Erdoberfläche gehabt hat, sondern in den atmosphärischen Schichten emittiert und gestreut wurde. Der Anteil der reflektierten Strahlung an der Gesamtstrahlung wird durch den rechten Teil von Gl. 5.1 beschrieben und ist im thermalen Wellenlängenbereich relativ gering.

Die Transmission wird weitgehend durch Absorptionsprozesse (Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon usw.) beeinflusst. Abb. 5.3 zeigt den Verlauf des Transmissionsgrades über den Wellenlängenbereich von 8-13 $\mu\text{m}$ . Drei unterschiedliche Atmosphären geben Auskunft darüber, wie sich die Transmission bei entsprechender Zusammensetzung (im wesentlichen variierender Wasserdampfgehalt) verhält. Die Berechnungen wurden für eine Sensorhöhe von 3km (nadirblickend) sowie eine spektrale Bandbreite von 50nm mit LOWTRAN 7 (KNEIZYS et al., 1988) durchgeführt. Aufgrund der Bandbreite werden keine individuellen Absorptionslinien deutlich.

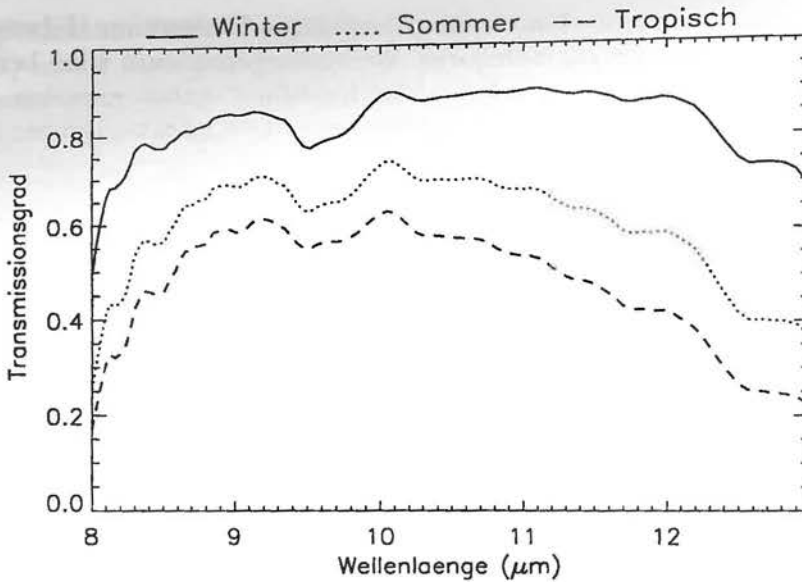


Abb. 5.3: Transmission bei verschiedenen Atmosphärenprofile im thermalen IR

Die durchgezogene Linie in Abb. 5.3 steht für eine winterliche Atmosphäre mittlerer Breite. Diese ist durch rel. geringen Wasserdampfgehalt gekennzeichnet und absorbiert bzw. streut einen geringen Teil der auftreffenden Strahlung. Im Gegensatz dazu bewirkt der hohe Wasserdampfgehalt der tropischen Atmosphäre stärkere Absorption und infolge dessen geringere Transmission. Ozon ist im wesentlichen für die geringere Transmission bei 9.4 bis 9.9µm verantwortlich.

Tab. 5.2: Modifizierte, mit ATFUNC berechnete Look-Up-Tabelle für DAIS-Kanal 74 ( $L(\text{Gesamt}) = \text{Gesamtstrahlung am Sensor}$ ,  $L(\text{Streu}) = \text{Streulicht}$ ,  $\epsilon = \text{Bodenemissionsgrad}$ )

Kanal 74	T (C)= 20.0	E= 0.95		
Scanwinkel (°)	L (Gesamt)	Transmission	L(Streu)	Strahlungsfluß
26.0	8079.50	0.6735	2557.80	12469.00
24.0	8080.80	0.6766	2533.45	12469.00
21.0	8082.60	0.6807	2501.35	12469.00
18.0	8083.90	0.6842	2474.15	12469.00
15.0	8085.20	0.6871	2451.65	12469.00
10.0	8086.60	0.6906	2423.75	12469.00
5.0	8087.60	0.6927	2407.45	12469.00
0.0	8087.80	0.6934	2402.10	12469.00

Die atmosphärischen Einflüsse in Gl. 5.1 werden im thermalen Infrarot unter Berücksichtigung des Abtastwinkels mit Hilfe von ATCOR korrigiert. Tab. 5.1 zeigt atmosphärische Parameter/Strahlungsanteile für die Szene des Tagebaus Zwenkau (30.5.96), die in die Korrektur der DAIS-Daten eingehen. Zwischen den Stützstellen wird jeweils interpoliert. Die Einheit der Strahlungswerte ist ( $\text{mW}/\text{m}^2 \text{ sr } \mu\text{m}$ ).



Nach der Beseitigung der atmosphärischen Einflüsse kann Gl. 5.1 nach  $L^{bb}$  aufgelöst werden. Die integrierte, emittierte Schwarzkörper-Strahldichte  $L^{bb}$  (Emissionsgrad 1) wird bei einer gegebenen Oberflächentemperatur  $T$  durch die Planck-Funktion beschrieben (atmosphärische Einflüsse vernachlässigt). Es gilt:

$$L_i^{bb} = \frac{c_1}{\lambda_i^5 \pi \left[ \exp \left( \frac{c_2}{\lambda_i T} \right) - 1 \right]} \quad (\text{Gl. 5.2})$$

mit  $c_1$  : Erste Strahlungskonstante mit  $3.74151 \cdot 10^{-16}$  ( $W m^2$ )  
 $c_2$  : Zweite Strahlungskonstante mit  $0.0143879$  ( $m K$ )  
 $T$  : Schwarzkörper-Temperatur ( $K$ )  
 $\lambda$  : Wellenlänge ( $m$ )  
 $i$  : Kanalnummer

Natürliche Materialien emittieren Strahlung jedoch nicht wie ein idealer Schwarzkörper. Der spektrale Emissionsgrad  $\varepsilon$  ist ein Maß für die Fähigkeit eines Körpers, Strahlung im Vergleich zu einem Schwarzkörper auszustrahlen und ist definiert als das Ratio der Strahlung des Materials zur Strahlung eines Schwarzkörpers bei gleicher Temperatur:

$$\varepsilon_i = \frac{L_i^{Boden}}{L_i^{bb}} \quad (\text{Gl. 5.3})$$

Aus Gl. 5.2 und Gl. 5.3 folgt:

$$L_i^{Boden} = \frac{\varepsilon_i c_1}{\lambda_i^5 \pi \left[ \exp \left( \frac{c_2}{\lambda_i T} \right) - 1 \right]} \quad (\text{Gl. 5.4})$$

Variationen im spektralen Emissionsgrad  $\varepsilon$  sind insbesondere für geologische Untersuchungen von Nutzen, da Emissionsgradschwankungen mit einer unterschiedlicher Zusammensetzung der Oberfläche einhergehen (VINCENT et al., 1975; SALISBURY & D'ARIA, 1992a; 1992b) und eine Identifikation vieler gesteinsbildender Minerale, insbesondere Silikate, ermöglichen. In Gleichung 5.4 sind der Emissionsgrad  $\varepsilon$  und die Temperatur  $T$  nicht direkt bestimmbar, da man für einen  $i$ -kanaligen Thermalsensor  $i$  Gleichungen mit  $i+1$  Unbekannten erhält:  $i$  Emissionsgrade und eine Oberflächentemperatur. Auf verschiedene Verfahren zur Trennung von Temperatur und Emissionsgrad wird unter Kap. 7.3.1 eingegangen.

### 5.1.5 Modellsimulationen im thermalen Infrarot

Nachfolgende Betrachtungen sollen verdeutlichen, welchen Einfluß unterschiedliche atmosphärische Bedingungen auf die von einem Fernerkundungssensor aufgezeichnete

Strahlung im thermalen Infrarot (8-14 $\mu\text{m}$ ) haben. Die durchgeführten Simulationen stellen die Beeinflussung einzelner Strahlungsanteile durch definierte atmosphärische Parameter dar. Auf diese Weise soll untersucht werden, welche Bedeutung einer Korrektur dieser Einflüsse zukommt.

Zu diesem Zweck wurden Modellsimulationen mit dem Modell SENSAT (RICHTER, 1992) durchgeführt. Das Computermodell SENSAT (SENSOR-Atmosphäre-Target) dient der Simulation von optischen, passiven Fernerkundungssensoren. Atmosphärische Einflüsse können dabei modelliert und zur Optimierung der Sensoren verwendet werden.

Passive, optische Fernerkundungssensoren wie das DAIS 7915 zeichnen im thermalen Infrarot die von der Erdoberfläche emittierte (sowie reflektierte) und durch die Atmosphäre beeinflusste elektromagnetische Strahlung auf. Für die Korrektur der atmosphärischen Bedingungen unter Verwendung von Computermodellen ist die Kenntnis bestimmter Parameter notwendig. Meteorologische Daten müssen in der Regel über Wetterstationen bezogen werden, die sich nur selten direkt am Ort des Überfluges befinden. Liegen zwischen der Station und dem Testgebiet viele Kilometer, können die meteorologischen Bedingungen abweichen.

Es stellt sich damit die Frage, wie genau diese Daten bekannt sein müssen, insbesondere im Hinblick auf quantitative Auswertungen. Die nachfolgenden Berechnungen geben den Verlauf einzelner Strahlungsanteile wieder. Dabei wird sowohl der Verlauf der von einer Oberfläche emittierten Strahlung (ohne Durchgang durch die Atmosphäre) als auch der Verlauf der fernerkundlich aufgezeichneten Gesamtstrahlung berücksichtigt. Die Untersuchungen wurden exemplarisch für DAIS Kanal 74 (8.6 $\mu\text{m}$ ) durchgeführt. Neben zwei unterschiedlichen Atmosphärenprofilen (Sommerprofil: MODTRAN Standardatmosphäre Nr. 2 und tropisch: MODTRAN Standardatmosphäre Nr. 1) sind zwei Bodentemperaturen (290K sowie 320K) ausgewählt worden. Auf diese Weise sollen Temperaturbedingungen berücksichtigt werden, die für die im Rahmen der Arbeit angetroffenen Verhältnisse typisch sind.

Der untersuchte Scanwinkelbereich von  $\pm 40^\circ$  erfaßt neben dem des DAIS 7915 (Scanwinkel  $\pm 26^\circ$ ) auch den des amerikanischen, flugzeuggetragenen TIMS (*Thermal Infrared Multispectral Scanner*, PALLUCONI & MEEKS, 1985) mit einem Abtastwinkel von  $\pm 38^\circ$ . Für die Modellrechnungen wurde eine Bodenoberfläche mit einem Emissionsgrad  $\varepsilon = 1$  angenommen. Dies führt dazu, dass der reflektive Anteil der Gesamtstrahlung im thermalen Infrarot (Gleichung 5.1, rechter Teil) gleich Null ist.

Die von einer Oberfläche emittierte Strahlung  $L_{\text{Boden}}$  beträgt für eine Temperatur von  $T = 320\text{K}$  rund  $1.1 \cdot 10^{-3}$  ( $\text{W}/\text{cm}^2 \text{ sr}$ ) bzw. für  $T = 290\text{K}$  etwa  $6.5 \cdot 10^{-4}$  ( $\text{W}/\text{cm}^2 \text{ sr}$ ). Fernerkundlich aufgezeichnete elektromagnetische Strahlung wird jedoch durch die Interaktion mit der Atmosphäre beeinflusst. Zur Gesamtstrahlung tragen nach Gleichung 5.1 die Transmission und das Streulicht bei. Nachfolgend soll gezeigt werden, wie sich der Verlauf dieser beiden Größen als Funktion des Scanwinkels verhält.

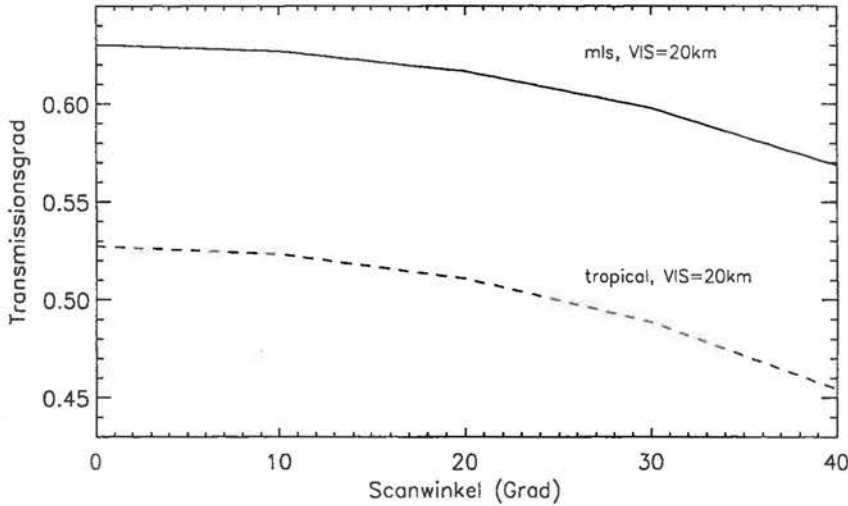


Abb. 5.4: Verlauf des Transmissionsgrades als Funktion des Scanwinkels (verschiedene Atmosphärenprofile)

Die atmosphärische Transmission im thermalen IR hängt im wesentlichen von der rel. Luftfeuchte ab. In Abb. 5.4 erkennt man, daß der Transmissionsgrad einer tropischen Atmosphäre (gestrichelte Linie) geringere Werte aufweist als dies bei einem Sommerprofil (mls, engl. *mid-latitude summer*, durchgezogene Linie) der Fall ist. Begründet wird dies durch den höheren Wasserdampfgehalt der tropischen Atmosphäre, der zu stärkerer Absorption der Strahlung führt. Auffällig ist ferner die starke Scanwinkelabhängigkeit. Bei beiden Profilen erkennt man einen Abfall der Transmission mit steigendem Scanwinkel. Dieser Abfall liegt zwischen 10% (Sommer) und rund 15% (tropisch).

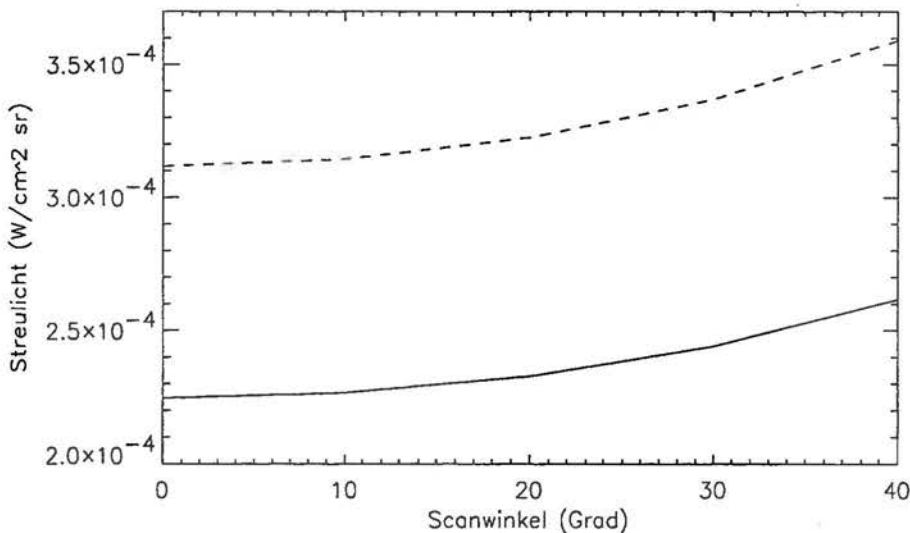


Abb. 5.5: Verlauf des Streulichts als Funktion des Scanwinkels (verschiedene Atmosphärenprofile)

Betrachtet man in Abb. 5.5 die Kurven des Streulichts, so zeigt sich ein gegensätzlicher Verlauf. Auch hier ist eine deutliche Beeinflussung durch die Aufnahmegeometrie zu sehen, doch führen große Abtastwinkel zu höheren Strahlungswerten. Die absoluten Strahldichten liegen bei Abtastwinkeln von  $40^\circ$  um bis zu 16% über den Werten in Nadirrichtung. Dabei erreichen die Strahldichten bei tropischer Zusammensetzung rund 40% höhere Werte ( $40^\circ$ ) als bei dem Sommerprofil. Der Grund dafür ist in der durch den größeren Scanwinkel verlängerten Wegstrecke zwischen Erdoberfläche und Sensor zu sehen. Es kann zu einer verstärkten Interaktion mit der Atmosphäre kommen.

Die Darstellungen verdeutlichen, daß die Beeinflussung von Transmission und Streustrahlung über einen Scanbereich von  $0-40^\circ$  gegensätzlich verläuft. Während bei der Transmission bei größerem Abtastwinkel niedrigere Werte anfallen, ist dies beim Streulicht umgekehrt. Zudem zeigt sich, daß die gewählten Atmosphärenprofile die untersuchten Größen merklich beeinflussen können. Die absoluten Werte variieren dadurch um bis zu 40%.

Von Interesse ist nun, inwieweit die oben dargestellten Verläufe zu einer Veränderung der von einem Fernerkundungssensor aufgefangenen Gesamtstrahlung führen. Dazu ist in Abb. 5.6 die Gesamtstrahlung am Sensor über den Abtastwinkel aufgetragen. Die drei Kurven stehen für unterschiedliche Oberflächentemperaturen bzw. Atmosphärenprofile. Die durchgezogene Linie beschreibt die bei einem Sommerprofil und  $T=320\text{K}$  am Sensor auftreffende Strahlung, die gepunktete steht für  $T=290\text{K}$  (Sommerprofil) und die gestrichelte Linie für eine tropische Zusammensetzung bei  $320\text{K}$ .

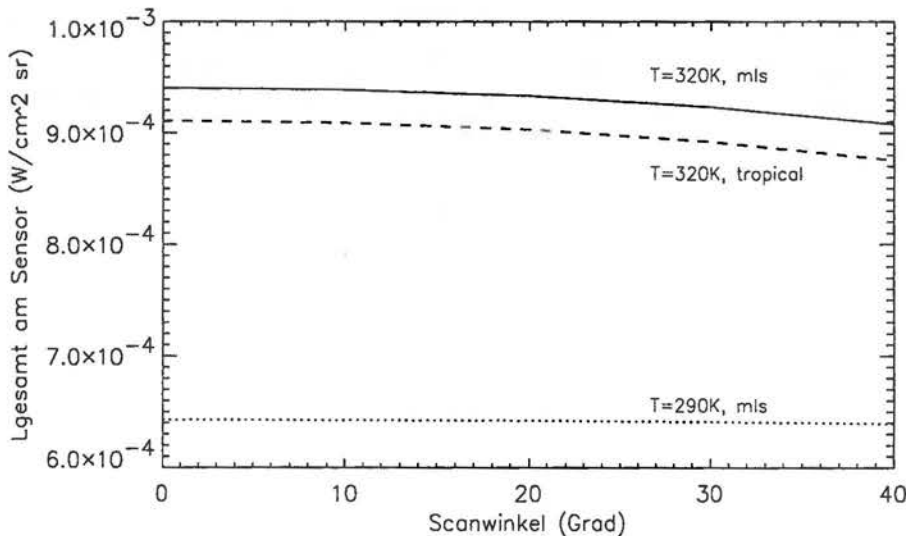


Abb. 5.6: Verlauf der Gesamtstrahlung am Sensor als Funktion des Scanwinkels (verschiedene Atmosphärenprofile)

Die Verläufe der drei Kurven offenbaren keine großen Scanwinkelabhängigkeiten. Die maximalen Abweichungen betragen über den gesamten Bereich rund 4%. Die Kurven der Sommerprofile bei  $290\text{K}$  und  $320\text{K}$  weisen jedoch abweichende Absolutwerte auf. Vergleicht man die Gesamtstrahldichten mit der von der Erdoberfläche emittierten Strahlung (die nicht mit der Atmosphäre interagiert hat), so werden die atmosphärischen Störeinflüsse offensichtlich. Für eine Temperatur von  $320\text{K}$  liegt die Beeinflussung durch die in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse bei über 15%. Dies bedeutet, daß beispielsweise eine direkte Ableitung

absoluter Oberflächentemperaturen aus Strahldichten am Sensor fehlerbehaftet sein muß. Dabei ist die Lage des untersuchten Bildpunktes innerhalb der Szene (Scanwinkel 0-40°) von untergeordneter Bedeutung.

Unterschiedliche atmosphärische Zusammensetzungen führen, wie die beiden oberen Kurven ( $T=320\text{K}$ ) in Abb. 5.6 erkennen lassen, ebenso zu einer Veränderung des aufgezeichneten Signals am Sensor. Damit werden auch bei gleichen Oberflächentemperaturen atmosphärische Einflüsse sichtbar, die eine direkte Auswertung der aufgezeichneten Gesamtstrahlung verhindern.

Die Ausführungen haben damit den Einfluß der Streustrahlung  $L_{\text{Streu}}$  sowie der Transmission  $\tau$  auf die von Fernerkundungssensoren im thermalen Infrarot aufgezeichnete Strahlung  $L_{\text{Gesamt}}$  verdeutlicht. Berücksichtigt wurden Abtastwinkel von  $\pm 40^\circ$ . Im Hinblick auf die atmosphärische Korrektur der DAIS-Fernerkundungsdaten ist die Abschätzung dieser Auswirkungen von Interesse. Dabei konnte gezeigt werden, daß die vom Sensor aufgezeichnete Strahlung  $L_{\text{Gesamt}}$  über den gesamten Scanbereich geringe Veränderungen aufweist (<4%). Als Grund dafür ist der weitgehend komplementäre Verlauf von atmosphärischer Streustrahlung und Transmission zu sehen, durch den Scanwinkeleinflüsse auf die Gesamtstrahlung gering ausfallen.

Für thematische Auswertungen von Thermaldaten der flugzeuggetragenen Sensoren DAIS 7915 und TIMS ist eine Korrektur der atmosphärischen Einflüsse bei einer Absolutanbindung der Daten (z.B. zur Ableitung von Oberflächentemperaturen) bedeutend. Hierbei spielen die spezifischen atmosphärischen Gegebenheiten eine Rolle. Für relative Untersuchungen (z.B. Berechnung von Kanalratiowerten) im thermalen Infrarot hingegen ist die Verwendung der Gesamtstrahlungswerte möglich. Große Scanwinkelabhängigkeiten der Gesamtstrahlung sind nicht zu erwarten.

## 5.2 Geometrische Korrektur

Flugzeuggetragene, scannende Sensoren verursachen meist geometrische Bildverzerrungen, die sich wie folgt äußern:

- Panoramaverzerrungen: Stauchung der Szene zum Bildrand, da der abgedeckte GFOV bei gleichbleibender Pixelgröße nach außen sukzessive zunimmt,
- Verschiebung benachbarter Zeilen durch Abdriften (Wind) des Flugzeuges,
- Lageänderung benachbarter Zeilen durch Roll-, Gier- und Nickbewegungen,
- Over- bzw. Undersampling: durch schlechte Abstimmung von Flug- und Aufnahmegeschwindigkeit können Aufnahme-lücken (Undersampling) und große Überlappungen (Oversampling) entstehen. Eine Überlappung von ca. 25% ist erwünscht (PRANTZ, 1992).

Wie in Kap. 4.2 erwähnt, ist das DAIS 7915 mit zwei Kreissystemen ausgestattet und zeichnet während des Überfluges Lagedaten auf, die zur geometrischen Korrektur verwendet werden. Eine schematische Darstellung möglicher geometrischer Verzerrungen ist in Abb. 5.7 gegeben. Für die Korrektur dieser geometrischen Verzerrungen gibt es zwei Ansätze: den parametrischen sowie den nichtparametrischen Ansatz.



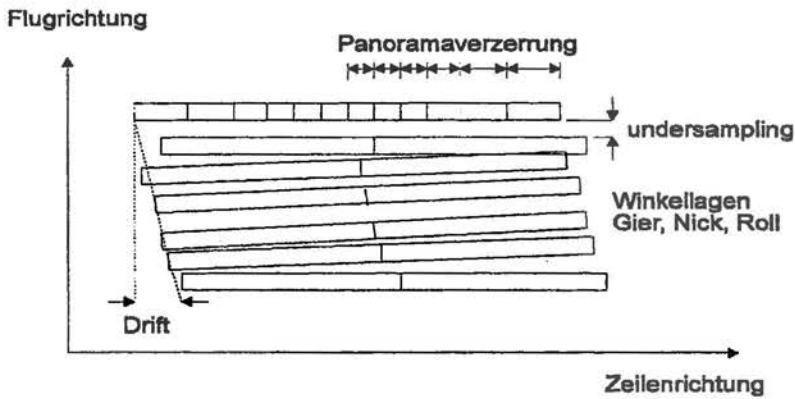


Abb. 5.7: Schematische Darstellung der Aufnahmegeometrie eines optomechanischen Scanners bei Abbildung der Erdoberfläche

### 5.2.1 Parametrischer Ansatz

Für die Korrektur der Flugzeugscannerdaten kommt in einem ersten Schritt der parametrische Ansatz zur Anwendung. Hierbei werden die durch das Gyro-System zeilenweise aufgezeichneten Fluglagedaten einbezogen. Anhand dieser Daten wird die innere Bildgeometrie des Datensatzes so korrigiert, daß die Bildzeilen rechtwinklig ausgerichtet sind. Wichtigstes Kriterium ist dabei eine möglichst geringe Beeinflussung der Spektralsignaturen durch die geometrischen Bildtransformationen im Hinblick auf die spätere spektrale Auswertung.

Die parametrische Korrektur der DAIS-Daten von 1995 und 1996 erfolgte mit einer Software, die am DLR (Institut für Optoelektronik) erstellt wurde (PRANTZ, 1992). Eine Korrektur des Panorameeffekts erfolgt dabei durch die Definition einer neuen Pixelgröße in Zeilenrichtung, was die Berechnung einer neuen Pixelanzahl pro Zeile zur Folge hat. Als neue Pixelgröße wird die Rastergröße in Flugrichtung verwendet, wodurch quadratische Pixel entstehen.

Die Verzerrungen durch die Fluglagebewegungen werden durch die Anwendung einer separaten Drehmatrix für jede Scanzeile korrigiert. Die Drehmatrix errechnet sich aus den Gyro-Werten mit dem Medianwert des jeweiligen Winkels als Bezugsgröße. Diese relative Zeilenlagekorrektur bewirkt eine Parallelisierung der Scanzellen. Nach dem Ausgleich eventueller Over- und Undersamplingeffekte erfolgt die Korrektur des Drifteffekts. Hierbei wird für die Szene ein Driftwinkel abgeleitet, indem die Bildzeilen gemeinsam solange um ihre Zeilenmittelpunkte gedreht werden, bis die Abweichungen mit vorher ausgewählten Paßpunkten ein Minimum bilden. Dadurch werden die Scanzellen in eine rechtwinklige Form überführt.

Ab dem Jahre 1997 wurde zur Korrektur der DAIS 7915 Daten ein neuartiges Korrekturprogramm verwendet. Das Programm PARGE (*Parametric Geocoding*, SCHLAEPFER & ITTEN, 1998) nutzt zur Korrektur der Scannerdaten neben Fluglagedaten und digitalem Geländemodell auch – wenn vorhanden – DGPS-Informationen (DGPS, engl. *differential global positioning system*). Mit PARGE ist eine gänzlich parametrische Verarbeitung möglich. Das Programm liefert als Endprodukt georeferenzierte Datensätze. Die Genauigkeit der Entzerrung kann – in Abhängigkeit von der Güte der Inputparameter – 1-2 Pixel erreichen.

### 5.2.2 Nichtparametrischer Ansatz

Im Anschluß an den parametrischen Ansatz erfolgte für die DAIS Szenen der Jahre 1995 und 1996 die Anwendung eines nichtparametrischen Ansatzes zur Überführung der Datensätze in ein geodätisches Referenzsystem, in diesem Fall Gauß-Krüger Koordinaten. Alle in Rahmen dieser Arbeit vorgestellten Datensätze sind, sofern eine Entzerrung erfolgte, in diesem Referenzsystem angegeben. Dieser auch als Geokodierung bezeichnete Vorgang wurde mit ENVI (RSI, 1998a) durchgeführt. Die Basis für die Überführung der Grauwerte in ein ausgewähltes Referenzsystem liefert die sogenannte Transformationsgleichung (SCHOWENGERDT, 1997). Durch diese geometrische Transformation wird das Bild in seiner Form verändert, die Grauwerte bleiben dabei erhalten. Als Funktion  $f$  werden häufig Polynome erster, zweiter oder dritter Ordnung verwendet. Im Rahmen der Arbeit wurde die Triangulationsmethode (RSI, 1998a) verwendet.

Der nichtparametrische Ansatz setzt, wie oben erwähnt, die Lokalisierung von Paßpunkten voraus. Darunter versteht man Punkte, die sowohl im Ausgangsbild als auch im gewählten Bezugssystem eindeutig identifizierbar sind und deren Koordinaten bekannt sind. Anhand dieser Punkte können die geometrischen Beziehungen zwischen dem Bild und dem Bezugssystem hergestellt werden, die in die Transformationsgleichung Eingang finden.

Der letzte Schritt der geometrischen Entzerrung stellt das sogenannte Resampling dar. Darunter wird die Neuordnung der Grauwerte in einer neuen, durch die Transformationsgleichung vorgegebenen Matrix verstanden. Die Grauwertzuordnung erfolgte dabei nach dem „nearest neighbour“-Verfahren (RSI, 1998a). Hierbei wird der Grauwert jenes Pixels im Ausgangsbild übernommen, der den berechneten Koordinaten am nächsten liegt. Dieses Resamplingverfahren wurde auch schon beim parametrischen Ansatz angewandt. Diese Methode bietet im Gegensatz zu den anderen gängigen Verfahren „bilinear interpolation“ und „cubic convolution“ den Vorteil, daß die radiometrische Information nicht verändert wird (SCHOWENGERDT, 1997). Die Erhaltung der radiometrischen Information geht jedoch auf Kosten der optischen Qualität, da insbesondere lineare Strukturen und Flächengrenzen „ausgefranst“ erscheinen.

## 6 Quantitative Infrarot-Laborspektroskopie (2.5-14 $\mu\text{m}$ )

### 6.1 Allgemeines

Spektroskopische Verfahren vom mittleren bis ins thermale Infrarot (2.5-14 $\mu\text{m}$ ) zur Charakterisierung unterschiedlichster Materialien stellen ein weitverbreitetes analytisches Werkzeug dar. Quantitative Anwendungen sind aus verschiedenen Fachgebieten bekannt. Spektroskopische Messungen erlauben u.a. eine geochemische und mineralogische Gesteinsanalyse. Andere Beispiele dokumentieren den Einsatz dieser Methoden in der Pharmazie und organischen Chemie (KORTÜM et al., 1963; FULLER & GRIFFITHS, 1978; BRUKER, 1997).

Spektroskopische Messungen werden bereits bei COBLENTZ (1906, 1908) beschrieben. Im Hinblick auf eine Anbindung von Laborspektren und Fernerkundungsdaten sind dabei insbesondere Emissions- und Reflexionsmessungen von Bedeutung. Direkte Emissionsmessungen von Mineralien und Gesteinen werden u.a. bei LYON (1965), CONEL (1969) und CHRISTENSEN & HARRISON (1993) aufgeführt. In neueren Arbeiten werden meist Reflexionsspektren verwendet, da gezeigt werden konnte, daß Emission und Reflexion natürlicher Körper in einer direkten Beziehung stehen (vgl. Kap. 3.3.2.2).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden bikonische Infrarot-Reflexionsmessungen von Abraummateriale der Braunkohlentagebaue Zwenkau und Espenhain durchgeführt. Dabei handelt es sich um 45 Originalproben, 39 Mischproben (dem Originalmaterial wurde Kaolinit, Pyrit, org. Kohlenstoff und Illit beigemischt) und 46 homogenisierte Substratproben (Korngrößen <63 $\mu\text{m}$ ). Des Weiteren wurde eine begrenzte Anzahl von Einzelmineralen (Quarz, Orthoklas, Kaolinit) sowie Mischreihen dieser Materialien vermessen. Sowohl die Mineralanalytik als auch die Korngrößenverteilung (soweit vorhanden) ist dem Anhang (B) zu entnehmen.

Nach Darlegung des Meßaufbaus und diesbezüglicher Erläuterungen wird das Spektralverhalten wichtiger Probenbestandteile analysiert. Ziel der Ausführungen ist es, mit Hilfe spektraler Auswerteverfahren eine quantitative Analyse der mineralogischen Zusammensetzung der Proben durchzuführen. Diese Verfahren sollen somit eine mineralogische Quantifizierung unbekannter Proben ermöglichen. Die gewonnenen Erkenntnisse sind Grundlage für die Auswertung der fernerkundlich aufgezeichneten Emissionsdaten (vgl. Kap. 7.3). Ein Teil der hier vorgestellten Ergebnisse ist bereits veröffentlicht (REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998; REINHÄCKEL & MÜLLER, 1998).

### 6.2 Meßapparatur

Die Labormessungen wurden am DLR in Berlin-Adlershof (Institut für Planetare Erkundung) durchgeführt. Bei dem eingesetzten Spektrometer handelt es sich um ein *Fourier Transform Infrared Spectrometer* vom Typ Bruker IFS 88. Es ist mit ähnlichem Versuchsaufbau bei WAGNER & SCHADE (1996) im Rahmen quantitativer Infrarot-Spektralmessungen karbonatreicher Gesteine beschrieben. Das Gerät wurde mit stickstoffgekühlten Detektoren (HgCdTe) betrieben. Die spektrale Auflösung der Messungen betrug 10 $\text{cm}^{-1}$ , wobei jeder einzelnen Messung 200 Scandurchgänge zugrunde liegen.

Zur Aufzeichnung bikonischer Reflexionsspektren im Wellenlängenbereich von 2.5-14 $\mu\text{m}$  wurde ein Reflexionsaufsatz der Firma Harrick Corp. eingesetzt. Der Einsatz „The Seagull“ wird in der Probenkammer der Spektrometers verankert. Bikonische Reflexionsmessungen zeichnen sich durch Einsatz zweier Ellipsoidspiegel aus. Dabei dient ein Spiegel der Beleuchtung der Probe, der andere fängt das gestreute Signal auf. Aufgrund dieser Anordnung, die der einer in der Mitte durchtrennten Kugel ähnelt, wird zuweilen auch von bihemisphärischen Messungen gesprochen (SALISBURY et al., 1991a). Beispiele für bikonische Reflexionsmessungen liefern u.a. SALISBURY et al. (1987, 1991a, 1991b), WALTER & SALISBURY (1989) sowie BARTHOLOMEW et al. (1989). Der eingesetzte Reflexionseinsatz verfügt über eine Einrichtung zur Variation von Einfallswinkel und Ausfallswinkel. Sofern nicht anders dargelegt, betragen beide Winkel  $i=e=30^\circ$ . Der Meßfleck auf der Probe hatte einen Durchmesser von rund 5mm.

Reflexionsspektren wurden durch Division des Signals der Probe durch ein Referenzsignal - in diesem Fall von goldbeschichtetem Sandpapier - erzeugt. Die Spektraleigenschaften verschiedener Reflexionsstandards werden bei NASH (1986) beschrieben. Dabei wird der spektral flache Verlauf von Gold im Wellenlängenbereich von 2.3-22 $\mu\text{m}$  betont. Es sei darauf hingewiesen, daß bei den Messungen weder die absolute hemisphärische Reflexion noch die Streueigenschaften des Goldstandards bekannt waren. Spektralverläufe und Reflexionsgrade werden relativ zueinander betrachtet. Die verwendete Bezeichnung „Reflexionsgrad“ ist daher als „relativer Reflexionsgrad“ (HAPKE, 1993) oder „Reflektometerwert“ (GRUM & BECHERER, 1979) zu verstehen.

### 6.2.1 Experimentelle Stabilität

Für die quantitative Auswertung der hochauflösenden Spektrometernmessungen ist die Stabilität des Gerätes bzw. die Reproduzierbarkeit der Messungen Voraussetzung. Werden die Reflexionsspektren für vergleichende Untersuchungen mit anderweitig aufgenommenen Daten (z.B. Fernerkundungsdaten) verwendet, ist zudem eine hohe Übereinstimmung der Labormessungen mit aus der Literatur bekannten Daten notwendig. Diese Punkte wurden berücksichtigt und sollen nachfolgend dargelegt werden.

Abb. 6.1 zeigt den spektralen Reflexionsverlauf (Mittelwert und  $1\sigma$ ) des eingesetzten Goldstandards von 3-13 $\mu\text{m}$ . Der Standard wurde vor und nach jeder Probenmeßreihe (jeweils 20-30 Messungen) vermessen. Durch Ratiobildung der zu unterschiedlichen Zeitpunkten gemessenen Reflexion der Referenzprobe wird verdeutlicht, ob der aufgezeichnete Spektralverlauf des Referenzmaterials während des Meßdurchgangs Veränderungen aufweist. Geht man davon aus, daß das Material in dem betrachteten Meßzeitraum (ca. 7h) spektral konstant bleibt, können Abweichungen des Spektralverlaufs Rückschlüsse auf die Stabilität des Gerätes liefern (z.B. mangelhafte Kühlung der Detektoren etc.).

Denkbar ist jedoch auch, daß aufgrund von äußerlichen Einflüssen (Verschmutzung durch Staub o.ä.) die Homogenität des Standards beeinflußt und folglich bei jeder Referenzmessung ein unterschiedlich stark verunreinigter Meßfleck betrachtet wird. Dies führt ebenso zu Reflexionsschwankungen.

Ein Reflexionsgrad nahe 1 steht für geringe Abweichungen/Veränderungen des Standards. Im kurzwelligen Wellenlängenbereich erkennt man in Abb. 6.1 einen stark schwankenden, instabilen Verlauf des Mittelwertes. Dies ist auf Kohlendioxid- und Wasserdampfeinflüsse zurückzuführen, die bei 4.2 $\mu\text{m}$  sowie zwischen 5 $\mu\text{m}$  und 7.5 $\mu\text{m}$  auftreten. Die Standardab-



weichung (positiv/negativ) in Abb. 6.1 liegt - von den gestörten Bereichen abgesehen - bei 0.01. Der Mittelwert weicht hier kaum von 1 ab. Das Spektrometer war demnach im Wellenlängenbereich von 7.5-13 $\mu\text{m}$  in einem weitgehend stabilen Zustand (Schwankungsbreite rund  $\pm 1\%$ ). Die folgenden Untersuchungen (Labormessungen und DAIS-Daten) beschränkt sich daher auf diesen stabilen Spektralbereich.

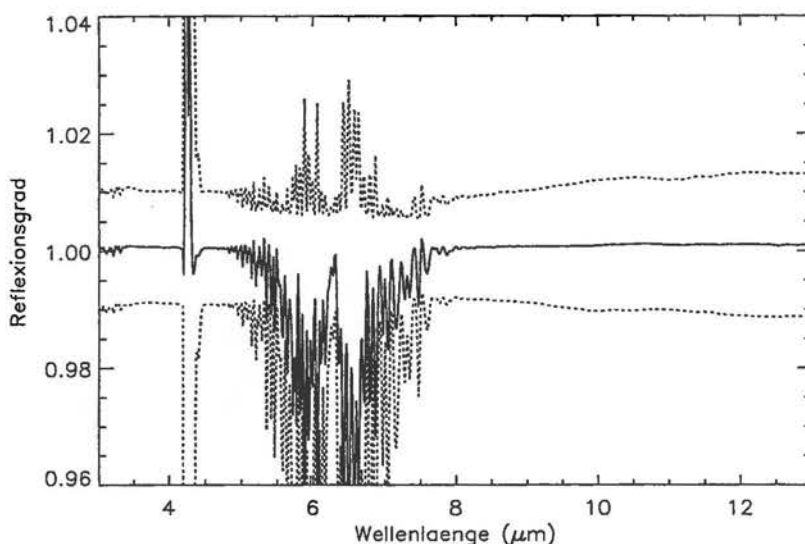


Abb. 6.1: Reflexionsverhalten des Referenzstandards mit Mittelwert (durchgezogen) und einer Standardabweichung (gestrichelt)

### 6.2.2 Reproduzierbarkeit der Labormessungen

Die Reproduzierbarkeit der Spektralmessungen ist von Interesse, da verdeutlicht werden kann, ob mit eingesetztem Versuchsaufbau – Stabilität des Meßgerätes vorausgesetzt - das charakteristische Spektralverhalten einer Probe beschrieben wird. Dies ist im Hinblick auf die Variation der untersuchten Proben sowie den relativ kleinen Meßfleck von Bedeutung. Die Korngrößenanalysen der Proben (vgl. Kap. 2.3.1) haben Korngrößen zwischen  $<1\mu\text{m}$  und  $>5\text{mm}$  geliefert. Die durch Korngrößen bedingten Einflüsse auf das spektrale Verhalten wurden unter Punkt 3.3.2.1 näher erläutert und belegen, daß dieser Verteilung Rechnung getragen werden muß.

Zur Durchführung der Messungen wurde das originale Probenmaterial willkürlich auf 5 bis 8 Probenbehälter (aufbereitete Proben: 2 bis 4 Behälter) verteilt, wobei Bestandteile mit einem Durchmesser  $>5\text{mm}$  vorher entfernt wurden. Die Probenbehälter hatten einen Durchmesser von 30mm und eine Tiefe von 12mm. Auf eine gründliche Durchmischung der Proben wurde verzichtet, um die natürliche Anlagerung der Minerale nicht zu verändern. Eine geringfügige Beeinflussung des natürlichen Gefüges durch Probenahme und Transport ins Labor ist anzunehmen, konnte jedoch nicht verhindert werden.

Durch Ratiobildung (Signal der Probe/Signal Goldstandard) wurden die gemessenen Spektren in relative Reflexionsspektren umgerechnet. Die Spektren aller Einzelmessungen jeder Probe wurden gemittelt. Durch die relativ hohe Anzahl an Messungen pro Probe sowie die willkürliche Verteilung des Materials auf verschiedene Probenbehälter sollte erreicht werden, daß



das resultierende Mittelwertspektrum die charakteristischen Merkmale des Materials widerspiegelt. Die Verteilung der Probe auf verschiedene Meßbehälter verhindert, daß nicht repräsentative Anteile der Probe (z.B. Tonklumpen o.ä.) spektral großen Einfluß gewinnen. Andererseits erlaubt diese Anordnung die Erfassung gewisser Variationen, die durch unterschiedliche Korngrößen o.a. bedingt sein können.

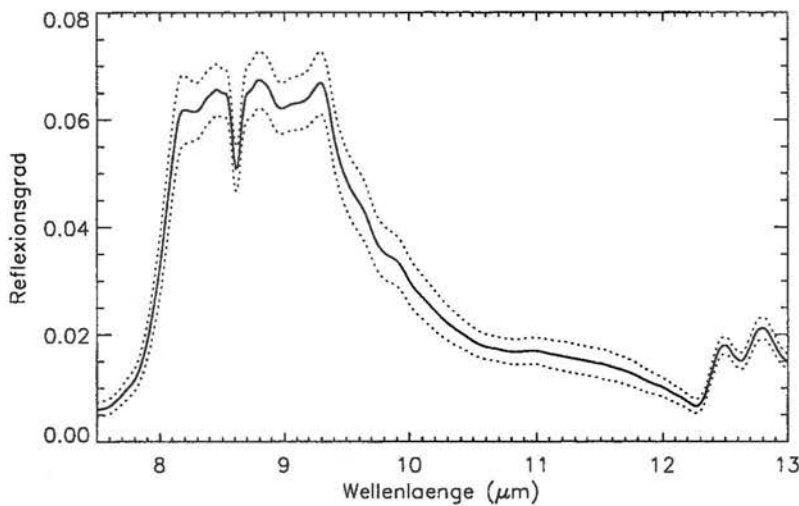


Abb. 6.2: Reflexionsspektrum von Kippenabraum mit Mittelwert (durchgezogen) und einer Standardabweichung (gestrichelt)

In Abb. 6.2 sind der Mittelwert und eine Standardabweichung einer Probe (6 Spektren) des Tagebaus Espenhain dargestellt. Die spektralen Variationen sind gering. Die Abweichungen können auf der stofflich geringfügig abweichenden Zusammensetzung des Probenmaterials in den einzelnen Probenschalen beruhen. Wesentlich deutlicher ist die Schwankung bezüglich der Reflexionshöhe. Die Erfassung eines intern anders orientierten Probenkörpers kann insbesondere bei den absoluten Werten eine Rolle spielen. Durch eine entsprechende Anzahl an Meßwiederholungen kann der Einfluß eingeschränkt werden. Zudem spielen diese Schwankungen bei relativen Betrachtungen wie Absorptionstiefen etc. eine vergleichsweise kleine Rolle. Im Hinblick auf die Anbindung der Labordaten mit DAIS-Daten sei darauf hingewiesen, daß die geometrische Auflösung des Fernerkundungssensors zwischen 6 und 12m liegt und somit grundsätzlich die Aufzeichnung eines Signals zu erwarten ist, das Signaturen unterschiedlicher Zusammensetzungen repräsentiert.

Die insgesamt geringen spektralen Variationen lassen den Schluß zu, daß die charakteristischen Eigenschaften der Proben durch die gewählte Versuchsdurchführung erfaßt werden. Wäre dies nicht der Fall, müßten die einzelnen Messungen einer Probe wesentlich stärkere spektrale Abweichungen aufweisen.

### 6.2.3 Vergleich von bikonischen und hemisphärischen Reflexionsspektren

In Kap. 3.3.2.2 wurde der Zusammenhang zwischen der Emission und der Reflexion natürlicher Körper im thermalen Infrarot diskutiert. Nach dem Kirchhoff'schen Gesetz ist eine Umrechnung der spektralen Emission in Reflexion und umgekehrt möglich. Dies gilt in dieser Form jedoch nur bei der Verwendung direktional-hemisphärischer Reflexionsspektren. Hemi-

sphärische Reflexionsmessungen sind durch die Verwendung einer Ulbrichtkugel (engl. *integrating sphere*) gekennzeichnet, mit der in kalibriertem Zustand die absolute Reflexion der Probe bestimmt werden kann. Vielfach werden jedoch – wie in der vorliegenden Arbeit – bikonische Reflexionsspektren in fernerkundliche Auswertungen eingebunden (COLLINS, 1989; HOOK et al., 1992; WEITZ & FARR, 1992).

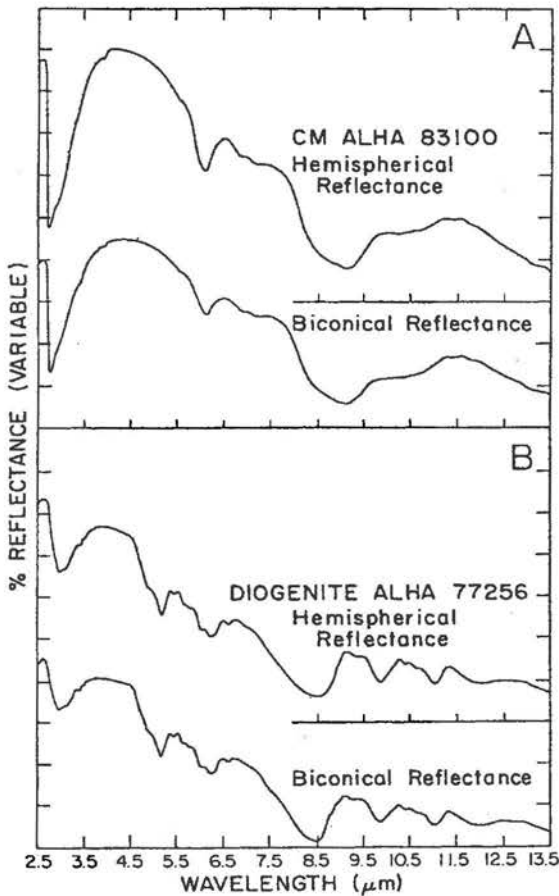


Abb. 6.3: Vergleich von bikonischen und hemisphärischen Reflexionsspektren (nach SALISBURY et al., 1991a)

Hemisphärische und bikonische Reflexionsspektren werden in Abb. 6.3 verglichen. Es sind Spektren von zwei feinkörnigen Meteoriten-Proben im Wellenlängenbereich von 2.5-13.5 $\mu\text{m}$  dargestellt (SALISBURY et al., 1991a). In beiden Fällen wurden die Spektren vertikal verschoben. In Abbildung A ist die Skalierung der hemisphärischen Spektren (obere Kurve) in 2%-Schritte, die der bikonischen Spektren in 0.5%-Inkrementen unterteilt. In Darstellung B gilt für die hemisphärischen Spektren eine 6%-Skalierung, sonst 2%. Bei den hemisphärischen Spektren wurde die absolute Reflexion aufgezeichnet. Die bikonischen Spektren sind relative Spektren (Referenz: Aluminiumspiegel).

Die mit unterschiedlicher Meßapparatur gemessenen Spektren weisen im betrachteten Wellenlängenintervall keine wesentlichen spektralen Unterschiede auf. Der Verlauf kann als weitgehend identisch angesehen werden. Allerdings liegen die absoluten Reflexionswerte der bikonischen Spektren um einen Faktor 5 unten den Werten der hemisphärischen Spektren.

Somit kann festgehalten werden, daß bikonische und hemisphärische Reflexionsspektren qualitativ sehr gut übereinstimmen und spektrale Merkmale in gleicher Weise wiedergeben. Jedoch weisen die Reflexionswerte von bikonischen und hemisphärischen Daten Unterschiede auf. Dies ist im Hinblick auf vergleichende Untersuchungen mit fernerkundlich gewonnenen Daten zu berücksichtigen.

### 6.3 Spektroskopische Untersuchungen von Referenzproben

Die laborspektroskopischen Messungen von Referenzproben sollen typische Spektralmerkmale dieser Materialien aufzeigen. Zudem spielen sie für Vergleiche mit existierenden Spektraldatenbanken, wie sie bei SALISBURY et al. (1991b) aufgeführt sind, eine Rolle. Neben

der Betrachtung charakteristischer Verläufe werden Mischreihen von Referenzproben mit unterschiedlichen Korngrößen untersucht. Ferner erfolgen Modellierungen mit reinen Einzelspektren, die Aufschlüsse über das spektrale Verhalten von Mineralen in unterschiedlichen Korngrößenfraktionen liefern sollen.

### 6.3.1 Quarz

Abb. 6.4 zeigt die im Rahmen dieser Arbeit gemessenen bikonischen Reflexionsspektren von Quarz. Die analytische Zusammensetzung ist bei HAUSKNECHT (1997) beschrieben. Die Proben lagen in Korngrößen von 0.3 bis 0.6mm (durchgezogene Linie) bzw. von  $<63\mu\text{m}$  (gepunktete Linie) vor. Betrachtet man die Spektren, erkennt man den u.a. bei FARMER (1974) und SALISBURY et al. (1991b) beschriebenen quarztypischen Spektralverlauf. Eine breite Reststrahlenbande befindet sich bei 8-9.5 $\mu\text{m}$ . Die Reststrahlenbande geht mit einem geringen Maß an Transmission elektromagnetischer Strahlung einher. Fundamentale, asymmetrische Si-O-Si Streckschwingungen bewirken die Ausprägung des breiten Reflexionsmaximums (vgl. Kap. 3.3.2). Ferner ist diesem Merkmal ein weiteres überlagert. Bei 8.6 $\mu\text{m}$  besitzt Quarz einen merklich höheren Brechungsindex als in den benachbarten Bereichen (SPITZER & KLEINMAN, 1961). Der Absorptionskoeffizient hingegen ist über diesen Bereich weitgehend konstant. Es kommt zur Ausbildung einer schmalen Bande.

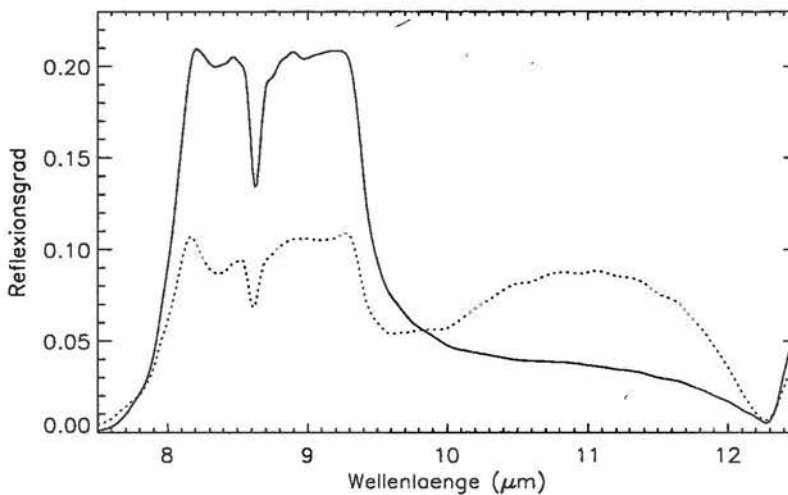


Abb. 6.4: Reflexionsspektren von Quarz, Korngröße 0.3-0.6mm (durchgezogen) und  $<63\mu\text{m}$  (gepunktet)

Der Vergleich der Spektren in Abb. 6.4 illustriert den unter Kap. 3.3.2.1 beschriebenen Einfluß der Korngrößenverteilung auf das Reflexionsspektrum. Der Kontrast nimmt bei der feinkörnigen Proben im Wellenlängenbereich der Reststrahlenbande deutlich ab. Als neues Merkmal tritt das Transparenz-Merkmal zwischen 10 $\mu\text{m}$  und 12 $\mu\text{m}$  auf. In diesem Wellenlängenbereich überwiegt bei vorliegender Korngröße Volumenstreuung.

### 6.3.2 Quarz-Orthoklas-Mischungen

THOMSON & SALISBURY (1993) haben in ihrer Arbeit dargestellt, daß Mineralmischungen grobkörniger Einzelminerale Reflexionsspektren aufweisen, die einer Addition ihrer Einzelspektren entsprechen. Voraussetzung dafür ist, daß neben gleichen Kornformen, Porositäten etc. Oberflächenstreuung der bei weitem dominierende Streuprozess ist. Aus diesem Grunde wurden ausschließlich Materialien mit Korngrößen  $>75\mu\text{m}$  verwendet. Daraus folgt, daß unbekannte Mineralproben durch lineares Entmischen hinsichtlich ihrer quantitativen Zusammensetzung analysiert werden können. Unter Entmischen (engl. *unmixing*) eines registrierten Signals versteht man nach BOARDMAN (1989) Inversionsverfahren, mit deren Hilfe die zum Signal beitragenden reinen Materialien/Signaturen (engl. *endmember*) quantifiziert werden können. Bei einem linearen Ansatz trägt jedes Material entsprechend seinem prozentualen Anteil zum Gesamtsignal bei. Das nichtlineare Mischungsverhalten wird bei HAPKE (1993) beschrieben.

In Abb. 6.5 sind gemessene Spektren von Quarz-Orthoklas-Mischungen dargestellt (durchgezogene Linie). Beide Einzelminerale lagen in einer Korngrößenfraktion von 200-300 $\mu\text{m}$  vor. Es wurden Mineralmischreihen aus Einzelmineralen verwendet. Probe FspQz1 besteht aus 25 Gew.-% Feldspat (Orthoklas) und 75 Gew.-% Quarz, Probe FspQz3 aus 75% Orthoklas und 25% Quarz (HAUSKNECHT, 1997).

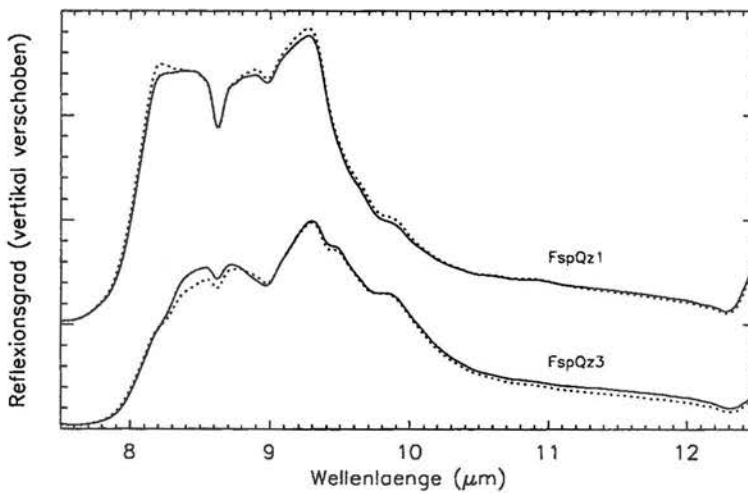


Abb. 6.5: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linie) und modellierten (gepunktete Linie) Reflexionsspektren von Quarz-Orthoklas-Mischungen (Reflexionsgradinkrement 0.01, Spektren vertikal um  $R=0.05$  verschoben)

Nachfolgend wurden – in Anlehnung an die Ergebnisse von THOMSON & SALISBURY (1991) – die aufgeführten Quarz-Orthoklas-Mischungen aus den Spektren der Einzelminerale im Wellenlängenbereich von 7.5-12.5 $\mu\text{m}$  additiv modelliert. Die gepunkteten Spektren in Abb. 6.5 sind das Ergebnis dieses Ansatzes. Die gemessenen Spektralverläufe sind als durchgezogene Linie dargestellt (Reflexionsgradinkrement von  $R=0.01$ ). Zur besseren Übersicht wurden die Spektren vertikal verschoben ( $R=0.05$ ). Der Verlauf der gemessenen und modellierten Spektren ist nahezu identisch. Abweichungen bewegen sich im Rahmen des experimentellen Fehlers. Der Einfluß der beiden Einzelminerale wird deutlich. Die oberen Spektren weisen einen höheren Quarzanteil auf und zeigen die typische Absorption bei

8.6 $\mu\text{m}$ . Die Ausprägung des Reststrahlenbandes zeigt zudem eindeutige Merkmale des Gerüstsilikates Orthoklas, so bei 9 bis 9.3 $\mu\text{m}$ .

### 6.3.3 Quarz-Orthoklas-Kaolinit-Mischungen

Nachdem gezeigt werden konnte, daß Mineralmischreihen aus Quarz und Orthoklas bei Korngrößen  $>75\mu\text{m}$  weitgehend linear modelliert werden können, soll nun untersucht werden, welchen spektralen Verlauf eine Mineralmischung aus grobkörnigem Quarz (200-300 $\mu\text{m}$ ) und feinkörnigem Kaolinit ( $<63\mu\text{m}$ ) besitzt. Kaolinit ( $\text{Al}_2[(\text{OH})_4/\text{Si}_2\text{O}_5]$ ) ist ein Zweischichtsilikat und eines der weitverbreitetsten Tonminerale. Das Spektralverhalten wird im wesentlichen durch zwei Merkmale gekennzeichnet. Dies ist zum einen eine fundamentale Reststrahlenbande bei 8.5-10 $\mu\text{m}$  (vgl. Abb. 6.11). Ferner tritt eine Al-OH Schwingungsbande bei 11 $\mu\text{m}$  auf. Diese Bande ist ausschließlich in verdichtetem (kompaktiertem) Material erkennbar. Feinkörnige, hochporöse Proben weisen dieses Merkmal nicht auf. Hingegen gewinnt das Transparenz-Merkmal bei 11 bis 12 $\mu\text{m}$  an Bedeutung (SALISBURY et al., 1991b). Grundsätzlich ist eine unterschiedliche Ausprägung der einzelnen Spektralmerkmale bei abweichender Herkunft der Minerale anzutreffen (FARMER, 1974).

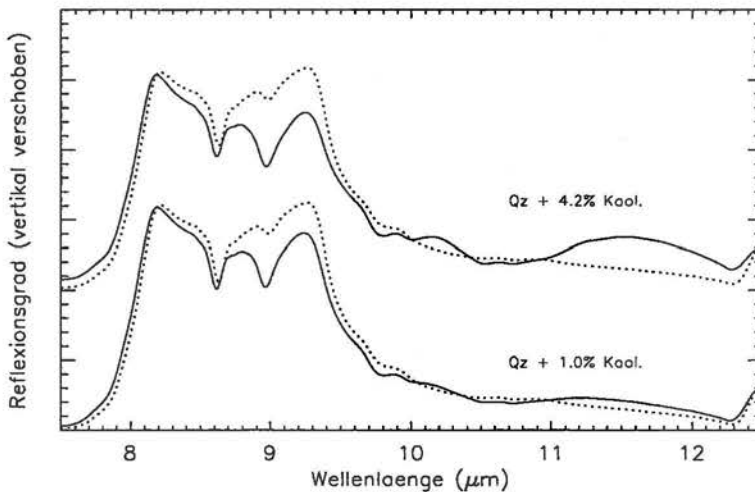


Abb. 6.6: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linie) und modellierten (gepunktete Linie) Reflexionsspektren von Quarz-Kaolinit-Mischungen (Reflexionsgradinkrement 0.01, Spektren vertikal um  $R = 0.1$  verschoben)

Es wurden zwei Mischproben erzeugt, die reinen Quarz mit 4.2 Gew.-% bzw. rund 1 Gew.-% Kaolinit aufweisen. Wieder wurde eine Modellierung mit reinen Mineralspektren durchgeführt. Das Ergebnis ist in Abb. 6.6 dargestellt. Die gemessenen Spektren sind durchgezogen, die modellierten Spektren gestrichelt gezeichnet. Man erkennt, daß der Verlauf von gemessenen und modellierten Spektren merklich abweicht, selbst bei der Probe, die nur rund 1 Gew.-% Kaolinit beinhaltet. Der gemessene Spektralverlauf zeigt eindeutige Einflüsse von Kaolinit, so beispielsweise bei rund 9 $\mu\text{m}$ . Ferner ist das Transparenz-Merkmal zwischen 11 und 12 $\mu\text{m}$  in den gemessenen Spektren stärker ausgeprägt.

Ein ähnlicher Verlauf ist in Abb. 6.7 vorhanden. Hier sind Reflexionsspektren von Quarz-Orthoklas-Kaolinit-Mischreihen dargestellt. Auch in diesem Fall sind deutliche Unterschiede zwischen gemessenen und modellierten Spektren vorhanden. Das gemessene Reflexionsspektrum zeigt einen deutlichen Einfluß von Kaolinit (Korngröße  $<63\mu\text{m}$ ). Dieser Einfluß ist



wesentlich größer, als die modellierten Spektren erkennen lassen. Die Ergebnisse lassen vermuten, daß aufgrund der starken Korngrößenvariationen bzw. der Anlagerung des feinkörnigen Materials und der damit verbundenen komplexen Streuprozesse der Spektralverlauf der Mineralmischungen nicht über die beschriebenen Modellierungen erfolgen kann. Die Verwendung theoretischer Modelle, wie sie bei CONEL (1969) und MOERSCH & CHRISTENSEN (1995) beschrieben werden, erscheint notwendig.

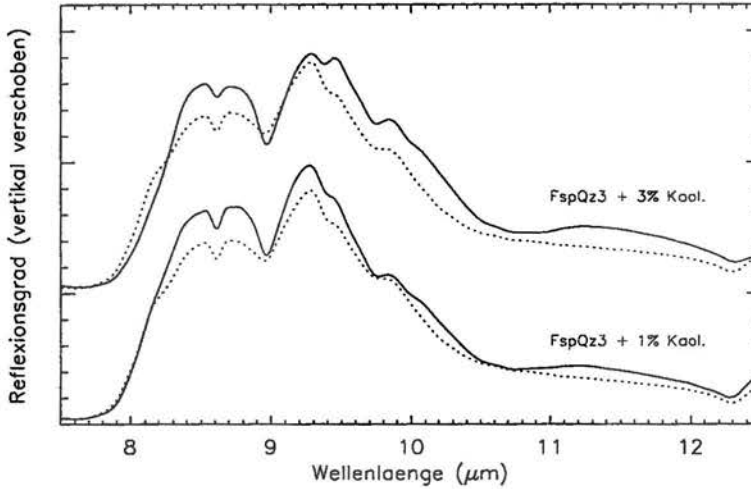


Abb. 6.7: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linie) und modellierten (gepunktete Linie) Reflexionsspektren von Quarz-Orthoklas-Kaolinit-Mischungen (Reflexionsgradinkrement 0.01, Spektren vertikal um  $R = 0.05$  verschoben)

#### 6.4 Spektroskopische Untersuchungen von Abraumkippen

Bisherige Untersuchungen haben gezeigt, daß Mineralmischungen komplexe spektrale Signaturen aufweisen, die durch Material- und/oder Korngrößenunterschiede beeinflusst werden. Die Untersuchungen der Kippenproben aus den Tagebauen Zwenkau und Espenhain werden daher in zwei Teile unterteilt. Zunächst werden aufbereitete Proben mit einer Korngrößenfraktion  $<63\mu\text{m}$  betrachtet. Starke Korngrößenvariationen zwischen den einzelnen Mineralen können dabei ausgeschlossen werden. Theoretisch wird so im Vergleich zu den Proben in Originalkörnung eine quantitative Auswertung vereinfacht. Somit können die Untersuchungen als eine Art Vorabtest gesehen werden, um die Möglichkeiten einer Analyse der Originalmaterialien abzuschätzen.

Nach Auswertung der spektralen Signaturen sowie charakteristischer Merkmale erfolgt die Analyse von originalen Abraumkippen. Ziel der Untersuchungen soll die Quantifizierung einzelner Minerale sein. Die Ergebnisse der Spektrenauswertungen bilden die Grundlage für eine Analyse der Fernerkundungsdaten, die sich in Kap. 7 anschließt.

In der Literatur findet sich eine Vielzahl von Arbeiten, in denen Spektralverläufe mit der stofflichen Zusammensetzung in Beziehung gesetzt wird. Für das VIS/NIR und SWIR seien an dieser Stelle exemplarisch die Arbeiten von HILL & MÉGIER (1991), BAUGH & KRUSE (1994), ROTHFUß (1994), VAN DER MEER (1995) und KRÜGER (1999) genannt.

Quantitative Arbeiten, in denen im mittleren und thermalen Infrarot charakteristische Spektralverläufe untersucht werden, sind u.a. bei SALISBURY & HUNT (1974), COLLINS (1989), EASTES (1989), WALTER & SALISBURY (1988, 1989), CHRISTENSEN & HARRISON

(1993), SABINE et al. (1994) und SALISBURY & D'ARIA (1994) beschrieben. Häufig steht dabei die Korrelation von geochemischer Zusammensetzung bzw. chemischer Bindungslänge und Bandintensitäten im Vordergrund. WALTER & SALISBURY (1988) haben dazu einen geochemischen Parameter definiert, der in direktem Zusammenhang mit dem Grad der Polymerisation bei Silikaten steht. Dieser gewählte Parameter korreliert mit dem Spektralverlauf. Die Untersuchungen wurden für Minerale und magmatische Gesteine durchgeführt. CHRISTENSEN & HARRISON (1993) hingegen untersuchten, welche Art der Beziehung zwischen Gesteinsüberzügen (engl. *varnish coatings*) und TIR-Spektren bestehen. Sie konnten zeigen, daß die Emissionsgrade bei diskreten Wellenlängen mit der Dicke der Schicht korrelieren. Außerdem konnten Aussagen über das darunterliegende Gestein getroffen werden. Mit Hilfe eines neuronalen Netzes entwickelt NINOMIYA (1995) eine Methode, um aus Thermalspektren  $\text{SiO}_2$ -Gehalte magmatischer Gesteine zu berechnen. Die Ergebnisse weisen eine hohe Korrelation von berechneten und gemessenen Gehalten auf. WAGNER & SCHADE (1996) beschäftigen sich mit der spektralen Detektierbarkeit von Karbonaten für extraterrestrische Fernerkundungsanwendungen. Die für Karbonate typische Absorptionsbande bei  $4\mu\text{m}$  wurde mit Hilfe eines Kontinuums berechnet und mit der stofflichen Zusammensetzung korreliert. Es ergeben sich eindeutige Beziehungen zwischen der Bandentiefe und den Probenbestandteilen.

#### 6.4.1 Quantitative Auswertung aufbereiteter Proben (Korngröße $<63\mu\text{m}$ )

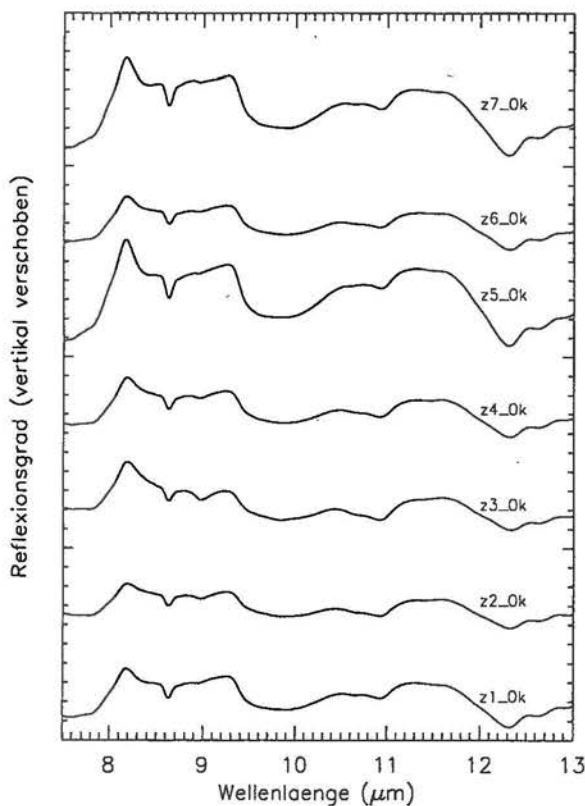


Abb. 6.8: Reflexionsspektren homogenisierter Proben (Korngrößen  $<63\mu\text{m}$ ) des Tagebaus Zwenkau (Spektren vertikal um  $R=0.05$  verschoben)

Spektroskopische Untersuchungen im TIR von feinkörnigen Mineralen und Gesteinen finden sich in der Literatur u.a. bei HUNT & VINCENT (1968), VINCENT & HUNT (1968), HUNT & LOGAN (1972), SALISBURY et al. (1987, 1991a, 1991b), SALISBURY & EASTES (1985), SALISBURY & WALD (1992) und WAGNER & SCHADE (1996). Der Einfluß unterschiedlicher Korngrößen auf das Spektrum kann als beachtlich bezeichnet werden. Die Beispiele dort zeigen, daß insbesondere für Korngrößen  $<75\mu\text{m}$  wesentliche spektrale Veränderungen auftreten können (vgl. Kap. 3.3.2.1).

Unter diesem Punkt soll der Frage nachgegangen werden, inwieweit unter gegebenen Bedingungen (weitgehend homogene Korngrößenverteilung) quantitative Auswerteverfahren für die Kippenmaterialien entwickelt werden können. Dazu wurden 46 Gelände-proben der Tagebaue Zwenkau und Espenhain (vgl. Anhang B) mechanisch zerkleinert und mittels Siebung in eine

Korngrößenfraktion <63 $\mu\text{m}$  aufgeteilt (KRÜGER, 1999).

Nachfolgende Spektralmessungen untersuchen, welche Zusammenhänge zwischen einzelnen spektralen Merkmalen der Proben und ihrer quantitativen Zusammensetzung bestehen. Neben charakteristischen Spektralverläufen werden modellierte Spektren mit gemessenen Werten verglichen.

In Abb. 6.8 und Abb. 6.9 sind die Reflexionsspektren homogenisierter Proben aus Zwenkau Espenhain aufgetragen. Die Abszisse gibt den Wellenlängenbereich (7.5-13 $\mu\text{m}$ ), die Ordinate den Reflexionsgrad (Reflexionsgradinkrement von  $R=0.01$ ) an. Zur besseren Übersichtlichkeit wurden die Spektren vertikal verschoben (Offset 0.05). Kennzeichnend für alle dargestellten Spektren ist ein zwischen 8 und 9.5 $\mu\text{m}$  (sowie zwischen 12 und 13 $\mu\text{m}$ ) auftretendes Reststrahlenband, das in dieser Form typisch ist für quarzreiche, feinkörnige Materialien (SALISBURY et al., 1991b). Silikate zeichnen sich in diesem Wellenlängenbereich durch extrem hohe Absorptionskoeffizienten aus. Auch bei Korngrößenfraktionen <63 $\mu\text{m}$  reagieren die Körner opak und Oberflächenstreuung dominiert.

Das Transparenz-Merkmal (engl. *transparency feature*) ist ein Spektralmerkmal feinkörniger Proben (SALISBURY et al., 1991a). Es kann in Wellenlängenbereichen mit relativer Transparenz zwischen den Si-O-Si Streck- und Knickschwingungsbanden auftreten und liegt in vorliegender Darstellung zwischen 10-12 $\mu\text{m}$ . Der Absorptionskoeffizient ist niedrig und Volumenstreuung tritt verstärkt auf. Die Korngröße, bei der Volumenstreuung an Bedeutung

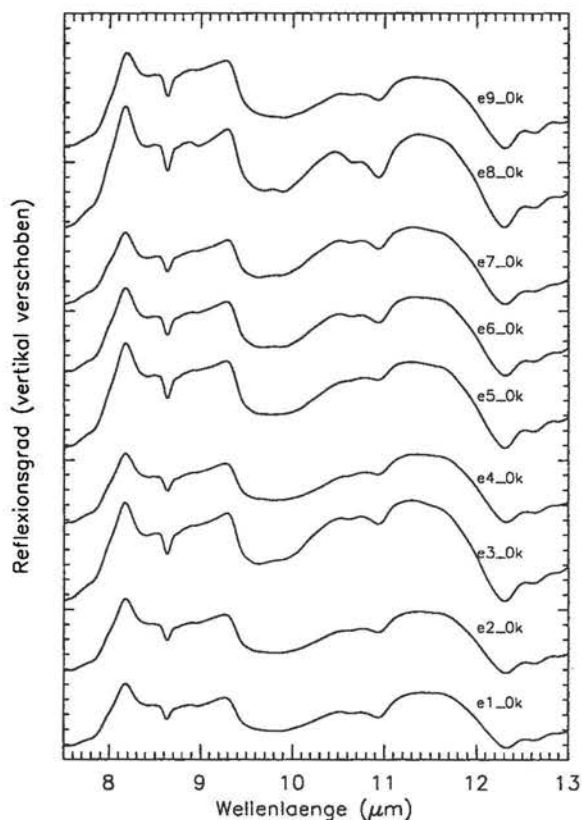


Abb. 6.9: Reflexionsspektren homogenisierter Proben (Korngrößen <63 $\mu\text{m}$ ) des Tagebaus Espenhain (Spektren vertikal um  $R=0.05$  verschoben)

gewinnt, hängt vom Absorptionskoeffizienten ab (SALISBURY et al., 1991a). Reflexionsmessungen einer großen Anzahl von Mineralen konnten zeigen, daß dieser Streuprozess dominiert, wenn die Proben nach Siebung Korngrößen von <75 $\mu\text{m}$  erreichen (SALISBURY et al., 1991a). Untersuchungen von ROWAN & BECKER (1971) weisen daraufhin, daß infolge einer mechanischen Aufbereitung der Anteil extrem feinkörniger Körner (<5-10 $\mu\text{m}$ ) überwiegt und eine logarithmische Korngrößenverteilung vorliegt.

Auf der kurzwelligen Seite der Reststrahlenbande bei 8 $\mu\text{m}$  zeigen alle Proben das sog. Christiansen-Merkmal (vgl. Kap. 3.3.2). Es zeichnet sich durch extrem geringe Reflexion (hohe Transmission) aus (SALISBURY et al., 1991a). Die Position dieses Merkmals kann als Indikator der mineralogischen Zusammensetzung fungieren (LOGAN et al., 1973). In den vorliegenden Untersuchungen wird hierauf jedoch nicht näher eingegangen, da aufgrund der

stofflichen Zusammensetzung der Proben eine sehr ähnliche Ausprägung des Merkmals zu erwarten ist. Die vorher beschriebenen Merkmale werden eingehend betrachtet.

#### 6.4.1.1 Modellierung von Reflexionsspektren aufbereiteter Proben

Der Auswertung charakteristischer Spektralmerkmale geht eine Untersuchung voraus, die die lineare Modellierung der Reflexionsspektren bei bekannter mineralogischer Zusammensetzung betrachtet. Damit wird an die Ausführungen unter Punkt 6.3 angeknüpft. Sollte dies gelingen, wäre eine direkte Entmischung von Spektren unbekannter stofflicher Zusammensetzung möglich. Die prozentualen Anteile der Minerale könnten so bestimmt werden.

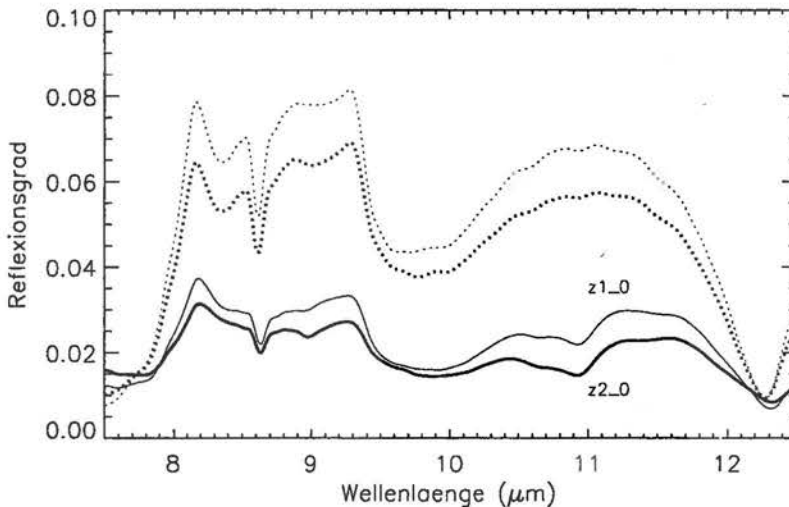


Abb. 6.10: Vergleich von gemessenen (durchgezogene Linien) und modellierten (gestrichelte Linien) Reflexionsspektren zweier aufbereiteter Abraumproben (Korngröße  $<63\mu\text{m}$ ) des Tagebaus Zwenkau

Abb. 6.10 zeigt experimentell gemessene sowie modellierte Spektren des Tagebaus Zwenkau. Die durchgezogenen Linien stehen für gemessene Reflexionsspektren. Die gestrichelten Spektren wurden auf Basis einer additiven Mischung aus reinen Signaturen mit den prozentualen Mineralanteilen (vgl. Anhang B) der Proben erzeugt. Man beachte, daß die Spektren nicht vertikal verschoben wurden. Die zur Modellierung verwendeten Reflexionsspektren der Minerale Illit, Pyrit, Kaolinit sowie von Braunkohle mit rund 50 Gew.-% org. Kohlenstoff (TOC, engl. *total organic carbon*) sind in Abb. 6.11 dargestellt.

Die aus der Modellierung hervorgegangenen Reflexionsspektren weisen auffällige Unterschiede zu den gemessenen Spektren auf. Neben den stark abweichenden absoluten Reflexionswerten zeigen die modellierten Daten insbesondere zwischen  $8\mu\text{m}$  und  $8.5\mu\text{m}$  sowie bei  $11\mu\text{m}$  spektrale Variationen. Die Gegenüberstellung läßt erkennen, daß die homogenisierten Proben aus Zwenkau nicht allein mit Hilfe einer additiven Modellierung beschrieben werden können.

Im Gegensatz zu den Ergebnisse unter Kap. 6.3.2, die eine weitgehende Übereinstimmung von Modellierung und gemessenem Verlauf für homogene Korngrößenfraktionen (200-



300 $\mu\text{m}$ ) ergaben, sind bei Material <63 $\mu\text{m}$  erhebliche Abweichungen vorhanden. Die Einbeziehung komplexer Strahlungsübertragungsmodelle erscheint notwendig. Solche Modelle berücksichtigen die optischen Konstanten der einzelnen Minerale (MOERSCH & CHRISTENSEN, 1995). Die beobachteten Unterschiede können theoretisch auch auf Probenbestandteile zurückzuführen sein, die in den Geländeproben quantitativ nicht erfaßt werden konnten (KRÜGER, 1999). Aufgrund der großen Abweichungen erscheint dies jedoch als einzige Erklärung nicht ausreichend.

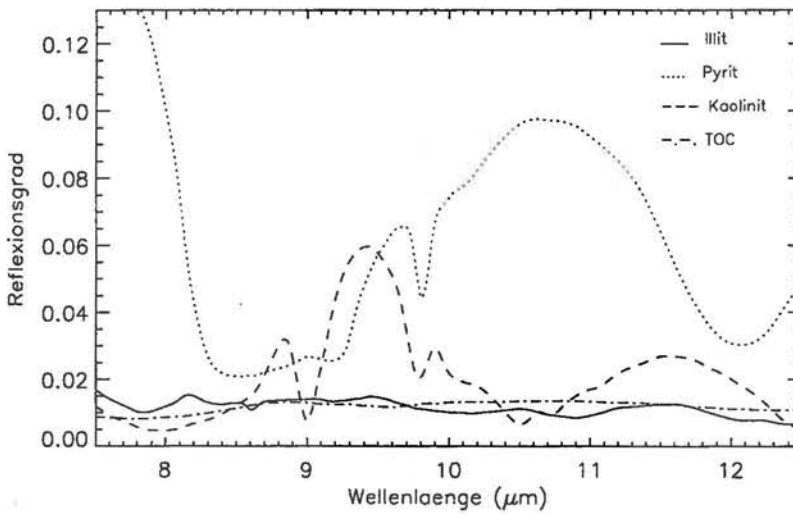


Abb. 6.11: Reflexionsspektren von aufbereiteten Einzelmaterialien (Korngrößen <63 $\mu\text{m}$ )

Von Interesse ist, ob mit Hilfe unterschiedlicher Ansätze spektrale Parameter abgeleitet werden können, die in einer linearen Beziehung mit der Zusammensetzung des Materials stehen. Nachfolgend werden einzelne Merkmale untersucht und im Rahmen einer Korrelationsanalyse mit mineralogischen Parametern in Beziehung gesetzt. Die Untersuchungen sind nach einzelnen Probenbestandteilen unterteilt. Bei nicht aufgeführten Mineralen konnten keine Zusammenhänge nachgewiesen werden. Den Auswertungen liegen grundsätzlich die analytisch bestimmten Gewichtsprozent (Gew.-%) der Minerale zugrunde, auch wenn dies nicht explizit erwähnt ist.

#### 6.4.1.2 Quarz

Unter diesem Abschnitt sollen einzelne Spektralmerkmale mit dem analytisch bestimmten Quarzgehalt der Proben in Beziehung gesetzt werden. Dabei werden neben charakteristischen Absorptionsbanden, die bei den Referenzmessungen bzw. nach Literaturrecherche lokalisiert werden konnten, auch Reflexionshöhen betrachtet. Unter Kap. 3.4.1 wurde darauf hingewiesen, daß der Begriff „Absorption“ für spektrale Merkmale steht, die im Reflexionsspektrum als Mulden ausgeprägt sind.

In einem ersten Schritt wurde die Ausprägung der Bande bei 8.62 $\mu\text{m}$  untersucht. Diese Bande liegt im Bereich der breiten Reststrahlenbande. Wie unter Abb. 6.4 gezeigt, zeichnet sich reiner Quarz durch eine schmale Absorption bei rund 8.62 $\mu\text{m}$  aus. Eingerahmt wird diese Bande durch vergleichsweise hohe Reflexion bei 8-8.5 $\mu\text{m}$  sowie 8.7-9.2 $\mu\text{m}$ . Es wird vermutet, daß



die Ausprägung und Position der Absorptionsbande der Reflexionsspektren im Zusammenhang mit der mineralogischen Zusammensetzung steht. Vergleichbare Ansätze liefern CHRISTENSEN & HARRISON (1993) und WAGNER & SCHADE (1996).

Mit Hilfe des Kontinuumalgorithmus (vgl. Abb. 3.7) wurde zunächst die relative Tiefe  $T$  der 8.62 $\mu\text{m}$ -Bande berechnet und gegen die für Referenzzwecke analytisch ermittelten quantitativen Quarzgehalte der Proben aus Zwenkau und Espenhain aufgetragen (Abb. 6.12). Bei der Kontinuumanalyse wird jeder Reflexionswert in der Bande durch den Wert der Kontinuumgeraden dividiert. Auf diese Weise treten nach Lokalisierung und Berechnung der relativen Bandentiefe  $T$  auch geringe spektrale Variationen hervor. Aufgespannt wurde das Kontinuum bei 8.54 und 8.72 $\mu\text{m}$ . Man beachte, daß tiefe Banden mit geringen Werten einhergehen. Werte nahe 1 spiegeln geringe Absorptionstiefen wieder (ROTHFUß, 1994).

Wie in Abb. 6.12 zu sehen ist, ist die Korrelation zwischen Bandentiefe  $T$  und Quarzgehalt mit einem Bestimmtheitsmaß  $R^2$  von 0.9 sehr hoch und wird durch die Verwendung aller Proben aus Zwenkau und Espenhain nicht wesentlich beeinflusst. Das im Diagramm angegebene Bestimmtheitsmaß  $R^2$  als Quadrat des Pearson'schen Korrelationskoeffizienten beschreibt das Verhältnis der Varianz in  $y$  zur Varianz in  $x$  (SPIEGEL, 1976). Nach der Definition liegt  $R^2$  zwischen null und eins.  $R^2 = 1$  gibt die höchste Korrelation an.

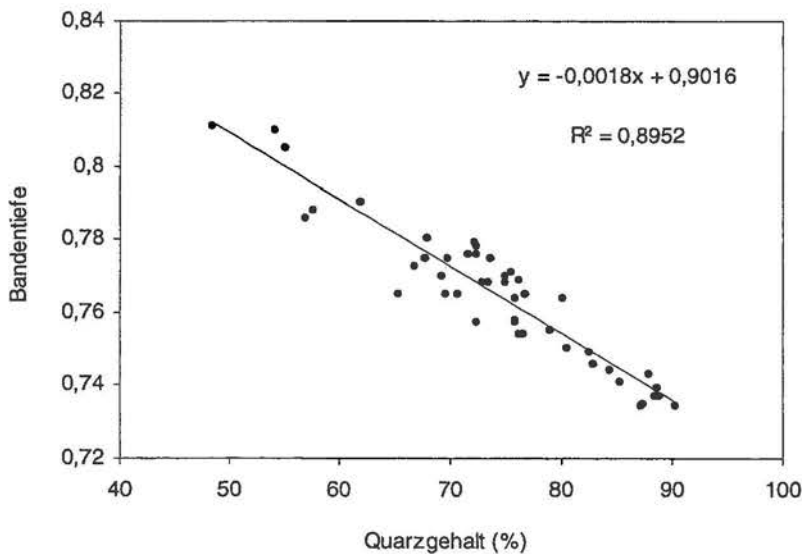


Abb. 6.12: Relative Bandentiefe bei 8.62 $\mu\text{m}$  gegen den Quarzgehalt, aufbereitete Proben aus den Tagebauen Zwenkau und Espenhain, Korngrößen <63 $\mu\text{m}$

Das Bestimmtheitsmaß, unterteilt nach beiden Standorten, liegt im vorliegenden Fall bei  $R^2 = 0.85$  (Espenhain) bzw. bei  $R^2 = 0.95$  (Zwenkau). Es zeigt sich, daß stoffliche Unterschiede der Abraummateriale keine wesentliche Veränderung der Korrelation bewirken. Der extrahierte spektrale Parameter erscheint gegenüber mineralogischen Schwankungen relativ robust. Es kann von einer linearen Beziehung zwischen den untersuchten Parametern ausgegangen werden. Über die Regressionsgerade ist eine Quantifizierung der Quarzanteile bei bekannter Bandentiefe  $T$  möglich. Nach Auflösung der Gleichung erhält man für die Espenhainer und Zwenkauer Proben:

$$[\text{Quarz}] = -555,6 T + 500,9 \quad (\text{Gl. 6.1})$$

Die statistische Genauigkeit, mit der aus Gleichung 6.1 prozentuale Mineralanteile berechnet werden können, wurde mit Hilfe des sogenannten modifizierten Standardschätzfehlers (SPIEGEL, 1976) bestimmt. Der Standardfehler der y-Werte (abhängige Variable) für alle x-Werte (unabhängige Variable) ist eine Maß dafür, wie groß der Fehler bei der Prognose der abhängigen Variablen ist. Dieser statistische Wert (nachfolgend Standardfehler  $S_{y,x}$  genannt) wird fortwährend in dieser Arbeit herangezogen.

Für die Bestimmung von Quarz anhand o.g. Regressionsgleichung ergibt sich ein Standardfehler von  $S_{y,x} = 3.3$  Gew.-%. Dies bedeutet, daß bei einer Normalverteilung um die Regressionsgerade 68% der Punkte innerhalb einer Schwankungsbreite von  $\pm 3.3$  Gew.-% Quarz liegen.

Korrelationen mit weiteren spektralen Merkmalen wurden untersucht, ergaben jedoch keine vergleichsweise hohen Werte. In Abb. 6.13 ist die Korrelation zwischen der Reflexionshöhe bei 8.2 $\mu$ m und dem Quarzgehalt dargestellt. Bei dieser Wellenlänge, die im Bereich der Reststrahlenbande liegt (vgl. Abb. 6.8), zeigen viele Spektren ein Reflexionsmaximum. Das geringere Bestimmtheitsmaß von  $R^2 = 0.55$  verdeutlicht, daß dieser Parameter eine geringere Aussagekraft hinsichtlich des Quarzgehaltes der untersuchten Proben aufweist. Nicht auszuschließen sind jedoch Schwankungen der Reflexionshöhe infolge der Meßdurchführung (vgl. Kap. 6.2).

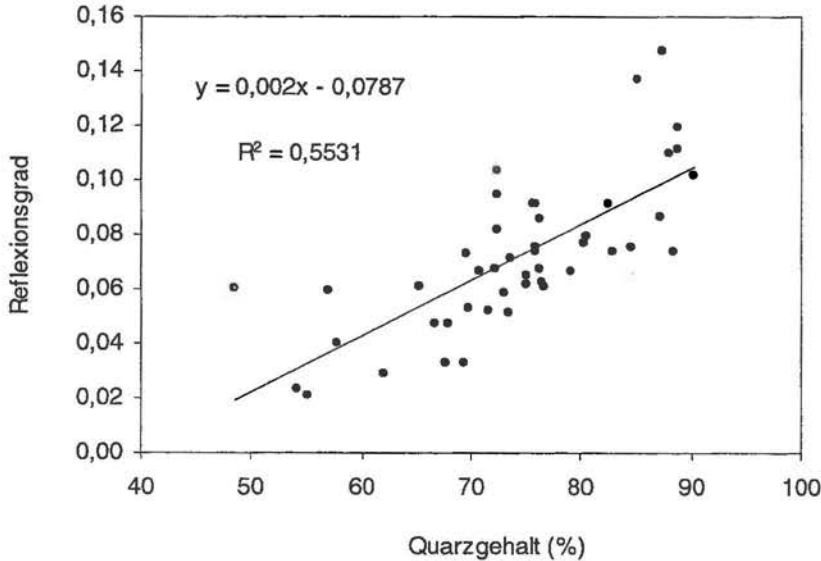


Abb. 6.13: Reflexionsgrad bei 8.2 $\mu$ m gegen den Quarzgehalt, aufbereitete Proben aus Zwenkau und Espenhain, Korngrößen  $< 63\mu$ m

### 6.4.1.3 Kaolinit

Unter diesem Punkt wird die Intensität bzw. Ausprägung einzelner Spektralmerkmale bei abweichendem Kaolinitgehalt untersucht. In einem ersten Schritt findet die Ausprägung der Absorptionsbande bei 8.97 $\mu\text{m}$  Beachtung. Diese Bande liegt im Bereich der Reststrahlenbande. Man erkennt anhand des Reflexionsspektrum (vgl. Abb. 6.11), daß Kaolinit hier einen charakteristischen Verlauf mit relativ niedriger Reflexion besitzt. Anschließend erfolgt eine Betrachtung des Spektralverlaufs zwischen 10.5-12 $\mu\text{m}$  (Transparenzmerkmal). In der Literatur finden sich keine vergleichbaren Ansätze, die diese spektralen Merkmale im thermalen Infrarot zur Quantifizierung von Kaolinit einsetzen.

Die relative Bandentiefe  $T$  bei 9 $\mu\text{m}$  wurde - analog zu den Untersuchungen von Quarz - über den Kontinuumalgorithmus bestimmt (Bandenschultern bei 8.8 $\mu\text{m}$  und 9.24 $\mu\text{m}$ ). Die Kontinuumberechnung wurde für alle Proben ausgeführt und die Werte der relativen Bandentiefe mit den analytisch bestimmten Kaolinitgehalten aus Zwenkau und Espenhain korreliert (REINHÄCKEL & MÜLLER, 1998).

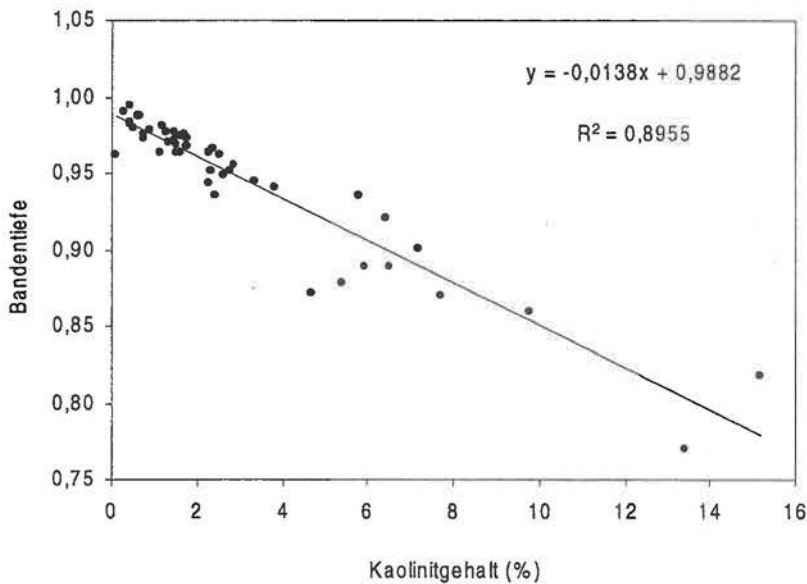


Abb. 6.14: Relative Bandtiefe  $T$  bei 8.97 $\mu\text{m}$  gegen den Kaolinitgehalt; aufbereitete Proben aus Zwenkau und Espenhain, Korngröße <63 $\mu\text{m}$

Abb. 6.14 zeigt diese Korrelation. Das Bestimmtheitsmaß beträgt  $R^2 = 0.9$ . Insbesondere im Bereich geringer Konzentrationen erkennt man eine sehr hohe Korrelation. Im Konzentrationsbereich >5% Kaolinit sind leichte Schwankungen anzutreffen. Insgesamt ist jedoch im gesamten Konzentrationsbereich von einem linearen Verhalten auszugehen. Die Regressionen, berechnet für die beiden Einzelstandorte, weisen gewisse Unterschiede auf. Das Bestimmtheitsmaß  $R^2$  beträgt für die Espenhainer Proben 0.89 und für die Zwenkauer Proben 0.95. Variationen hinsichtlich der stofflichen Zusammensetzung der Zwenkauer und Espenhainer Proben scheinen jedoch insgesamt einen schwachen Einfluß auf die Korrelation der untersuchten Parameter zu haben. Schwankende Anteile opaker Bestandteile (vgl. Tab. 2.1) wie Pyrit und TOC beeinflussen die Beziehung offensichtlich nicht nachdrücklich.

Über die aufgeführte Regression kann eine Bestimmung des Kaolinitgehaltes aus den Reflexionsspektren bzw. den berechneten Bandentiefen  $T$  erfolgen. Die Regressionsgleichung der Espenhainer und Zwenkauer Proben wird dazu nach  $[Kaolinit]$  aufgelöst. Der Standardfehler für die Bestimmung des Kaolinitgehaltes der Originalproben beläuft sich auf 1.1 Gew.-%.

$$[Kaolinit] = - 72,5 T + 71,6 \quad (\text{Gl. 6.2})$$

Wie in Abb. 6.8 und Abb. 6.9 zu erkennen ist, weisen die homogenisierten Abraumphproben ein starkes Transparenz-Merkmal zwischen 10µm und 12µm auf. In Abb. 6.15 (links) wurden die Ratiowerte der Reflexion bei 11.45µm/10.95µm mit den Kaolinitgehalten korreliert, nachdem unter Kap. 6.3.3 erkannt wurde, daß Kaolinit die Ausbildung dieses Merkmals nachdrücklich beeinflusst. Das Bestimmtheitsmaß von 0.72 zeigt, daß eine weitgehend lineare Beziehung besteht. Teilweise erhebliche Schwankungen treten ab einem Konzentrationsbereich >4 Gew.-% Kaolinit auf. Im Vergleich zu dem in Abb. 6.14 eingesetzten Parameter  $T$  ist eine deutliche Abschwächung der Korrelation festzustellen.

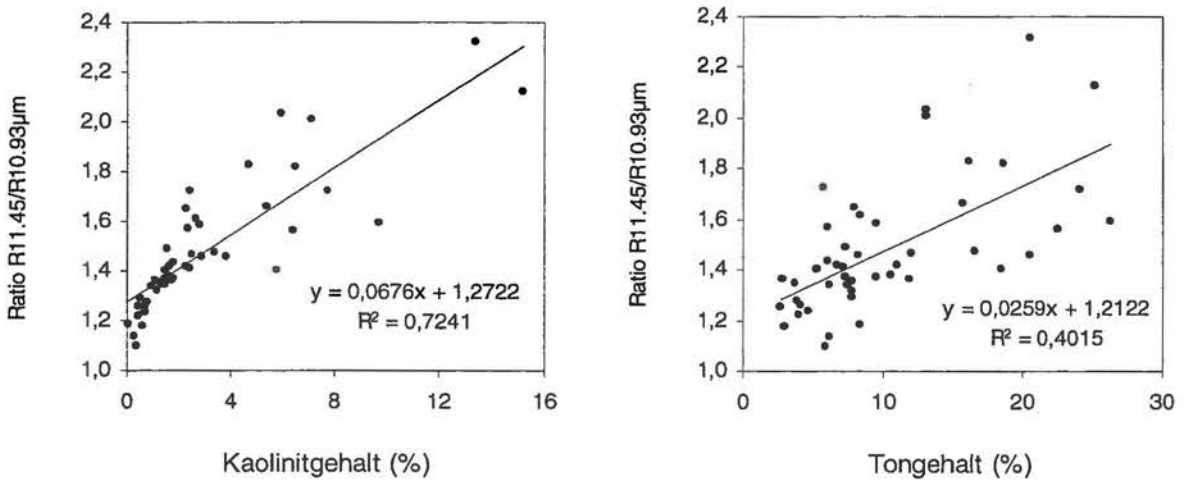


Abb. 6.15: Reflexionsgradratio bei 11.45/10.93µm gegen den Kaolinitgehalt (links) bzw. den Tonmineralgehalt (rechts); aufbereitete Proben aus Zwenkau und Espenhain, Korngröße <63µm

In Abb. 6.15 (rechts) wurden die Ratiowerte gegen die Gehalte aller Tonminerale aufgetragen. Bei diesen Gesamtgehalten werden die prozentualen Gewichtsanteile der quantitativ nachgewiesenen Tonminerale Kaolinit und Illit addiert. Das Bestimmtheitsmaß fällt merklich geringer aus. Illit beeinflusst die Ausprägung dieses untersuchten Spektralparameters negativ. Dies deckt sich mit dem unter Abb. 6.11 dargestellten Reflexionsverhalten von Illit, das bei betrachteter Korngrößenverteilung im Vergleich zu Kaolinit keinen charakteristischen Verlauf bei 12µm offenbart. Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß auch die anderen Probenkomponenten (z.B. Pyrit, Feldspäte etc.) die Ausbildung des hier untersuchten Spektralmerkmals beeinflussen. Festzuhalten bleibt, daß das Reflexionsgradratio gegenüber dem Parameter Bandentiefe bei 9µm merklich schlechtere Ergebnisse liefert.

### 6.4.2 Quantitative Auswertung von Originalproben

Unter diesem Abschnitt sollen die Reflexionsspektren der Originalproben aus den Tagebauen Zwenkau und Espenhain untersucht und analysiert werden. Ziel ist eine Quantifizierung von Probenbestandteilen bzw. die Darlegung der Einflüsse einzelner Komponenten auf die quantitative Bestimmung einzelner Parameter.

Im Zuge der Auswertung der Originalproben erfolgte eine Untersuchung der spektralen Einflüsse wesentlicher Bestandteile der sedimentären Abraumkippen. Die einzelnen mineralogischen Komponenten lassen vielfältige Auswirkungen auf das Spektralverhalten vermuten und beeinflussen somit eine Quantifizierung der Minerale. In der Literatur sind diese Einflüsse bisher nicht beschrieben, sind infolge der komplexen mineralogischen Zusammensetzung der Geländeproben aber von Interesse.

Aus diesem Grund wurden Mischproben aus Originalabraum hergestellt (KRÜGER, 1999). Geländeproben aus Zwenkau und Espenhain wurden dazu definierte Mengen von organischem Kohlenstoff (TOC), Illit, Kaolinit und Pyrit zugegeben. Durch den Einsatz von bekannten Originalproben sowie der getrennten Zugabe einzelner Probenbestandteile (org. Kohlenstoff, Kaolinit, Illit etc.) ist garantiert, daß ausschließlich die spektralen Auswirkungen des zugeführten Parameters zur Geltung kommen. Die maximal hinzugefügten Mineralgehalte liegen vielfach über denen der Originalproben. Auf diese Weise können Beeinflussungen leichter analysiert und abgeschätzt werden.

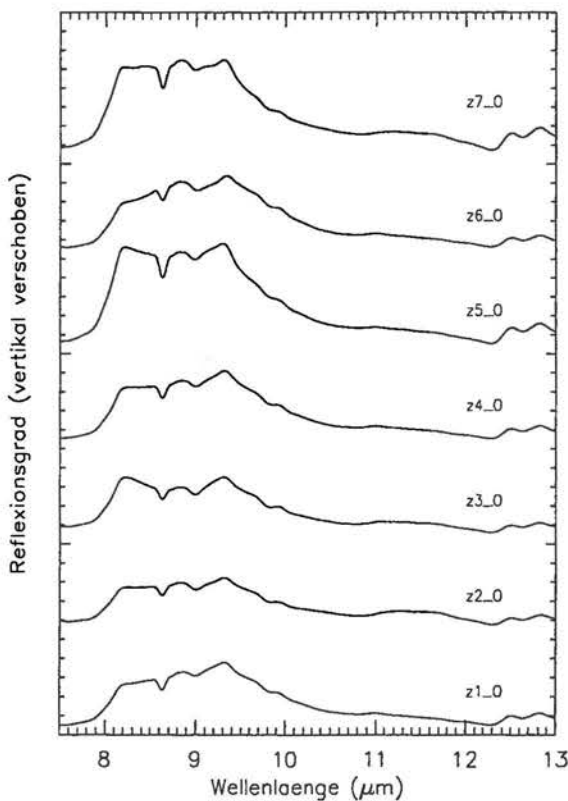


Abb. 6.16: Reflexionsspektren von Originalproben des Tagebaus Zwenkau (Spektren vertikal um  $R = 0.05$  verschoben)

Die Mischproben wurden mit verschiedenen Grundsubstanzen erzeugt. Einer Espenhainer Probe, die sich durch hohe Quarz- und geringe Feldspat-, Illit-, Kaolinit- und TOC-Gehalte auszeichnet, standen Probenreihen aus Zwenkau gegenüber. Hierbei handelt es sich um tertiäres ( $z_t$ ) bzw. tertiäres und quartäres Abraummaterial ( $z_{tq}$ ). Die mineralogische Zusammensetzung der Mischproben findet sich im Anhang (B).

Anschließend wurden sowohl die generellen spektralen Verläufe als auch charakteristische Spektralmerkmale (Absorptionen, Reflexionsmaxima etc.) untersucht. Dabei erfolgte eine Anlehnung an die Ausführungen des vorangegangenen Abschnitts. Korrelationsanalysen sollen darlegen, inwieweit lineare Beziehungen zwischen den Mineralgehalten und den spektralen Verläufen bestehen. Soweit notwendig, wurden die Proben aus den Tagebauen Zwenkau und Espenhain getrennt betrachtet.

Es sei darauf hingewiesen, daß ge-



wonnene Erkenntnisse hinsichtlich der Mischreihen nur qualitative Verwendung bei der Analyse der Originalproben finden, d.h. keine Korrekturfaktoren o.ä. aus den Ergebnissen der Mischreihen abgeleitet wurden.

Die Gründe dafür sind vielfältig. Zum einem befinden sich die Mischreihen nicht in ungestörten Zustand, da die Erzeugung der Mischproben zu einer Homogenisierung des Materials geführt hat. Ferner wurden dem Originalmaterial nur aufgemahlene Bestandteile mit Korngrößen von  $<63\mu\text{m}$  zugeführt. Diese Korngrößenfraktionen müssen nicht zwangsläufig in gleicher Verteilung in den Originalproben vorkommen. Dies ist eher unwahrscheinlich (vgl. Tab. 2.2). Daher wird die Vergleichbarkeit der Mischreihen und der Originalproben beeinträchtigt. Die abgeleiteten Erkenntnisse können nur als qualitative Hinweise verwendet werden. In der Regel werden die Ergebnisse der Mischproben und der Originalproben daher getrennt betrachtet.

Beachtet werden muß außerdem, daß die mineralogische Zusammensetzung der Mischproben aus Zwenkau und Espenhain teilweise deutlich variiert. Ein direkter Vergleich der Probenreihen wird dadurch eingeschränkt.

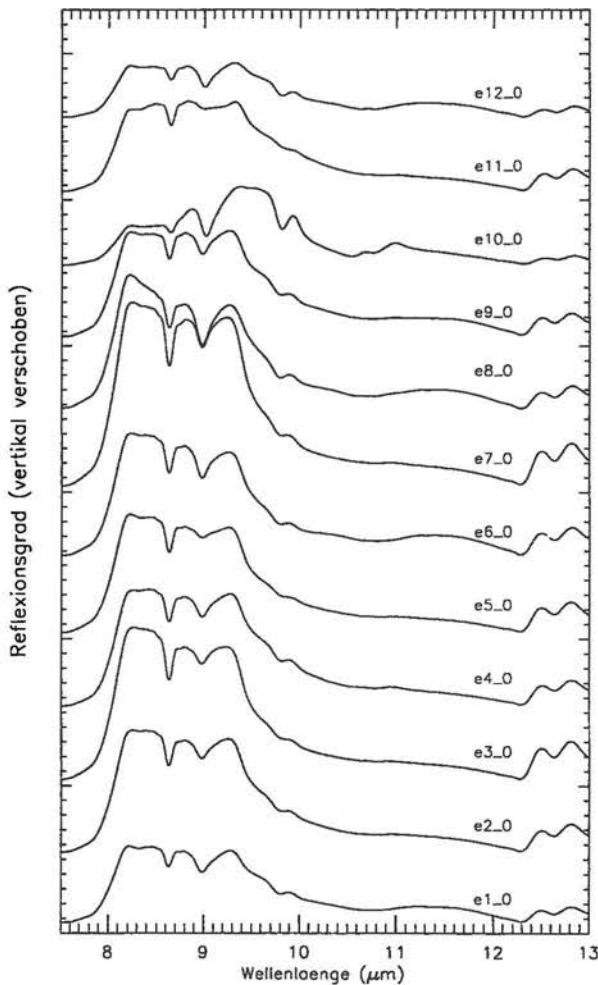


Abb. 6.17: Reflexionsspektren von Originalproben des Tagebaus Espenhain (Spektren vertikal um  $R=0.05$  verschoben)

Abb. 6.16 und Abb. 6.17 zeigen die gemessenen Reflexionsspektren der Oberflächenproben aus Zwenkau und Espenhain. Der betrachtete Wellenlängenbereich erstreckt sich von 7.5 bis 13 $\mu\text{m}$ . Die Spektren (Reflexionsgradinkrement  $R=0.01$ ) sind vertikal um  $R=0.05$  verschoben. Alle Spektren lassen starke Reststrahlenbanden zwischen 8 $\mu\text{m}$  und 10 $\mu\text{m}$  (sowie 12.5 und 13 $\mu\text{m}$ ) erkennen, die durch verschiedenartige Ausprägung auffallen. Die Reststrahlenbande bei 8-10 $\mu\text{m}$  weist markante Absorptionen auf, so bei 8.6, 9 und 9.8 $\mu\text{m}$ . Das Transparenz-Merkmal hingegen, das in feinkörnigen Proben dominierte, ist meist nur schwach ausgebildet. Dies ist bemerkenswert, da auch in den Originalproben ein großer Anteil der Bestandteile in Korngrößen  $<63\mu\text{m}$  vorliegt (vgl. Tab. 2.2). Es wird vermutet, daß es infolge einer Anlagerung und Kompaktion der feinkörnigen Bestandteile zur Ausbildung von pseudo-grobkörnigem Material kommt. Ein diesbezüglich verändertes Spektralverhalten ist in der Literatur beschrieben und für Quarz in Abb. 3.5 illustriert (SALISBURY & EASTES, 1985).

Die Reflexionsspektren der beiden

Standorte Zwenkau und Espenhain weisen insgesamt ähnliche Verläufe auf. Die Reflexionshöhe liegt für die Espenhainer Proben jedoch meist über den Werten der Zwenkauer Proben. Deutlich hebt sich die Espenhainer Probe mit der Bezeichnung e\_10\_0 ab. Diese Probe zeichnet sich durch einen besonders hohen Kaolinitgehalt aus (15.2 Gew.-%). Das Spektrum zeigt neben einer Beeinflussung der Reststrahlenbande zwischen 8 und 10µm ein durch Al-OH Schwingungen hervorgerufenenes Merkmal bei 11µm (vgl. Kap. 3.3.2). Dieser Verlauf ist typisch für kompaktierten, feinkörnigen Kaolinit (SALISBURY et al., 1991b). Das Auftreten dieses Merkmal spricht für die geäußerte Vermutung, daß eine Kompaktion und Anlagerung der Minerale vorliegt, die visuell nicht erkennbar ist. Die dargelegten Beispiele zeigen, daß die Spektren der Originalproben ein komplexes Spektralverhalten aufweisen, das durch vielfältige Merkmale gekennzeichnet ist.

#### 6.4.2.1 Quarz

Quarz ist in allen untersuchten Proben der Tagebaue Zwenkau und Espenhain das dominierende Mineral. Die analytisch bestimmten Gewichtsprozent liegen zwischen 50-90% (vgl. Tab. 2.1). Die nachfolgenden Untersuchungen zur Quantifizierung des Minerals aus Spektralinformationen im thermalen IR beschäftigen sich mit unterschiedlichen Verfahren. In einem ersten Schritt wurde die unter Kap. 6.4.1.2 verwendete Absorptionstiefe der Bande bei 8.6µm analysiert. Weitere Banden wurden aufgrund der Erkenntnisse vorheriger Ausführungen nicht betrachtet.

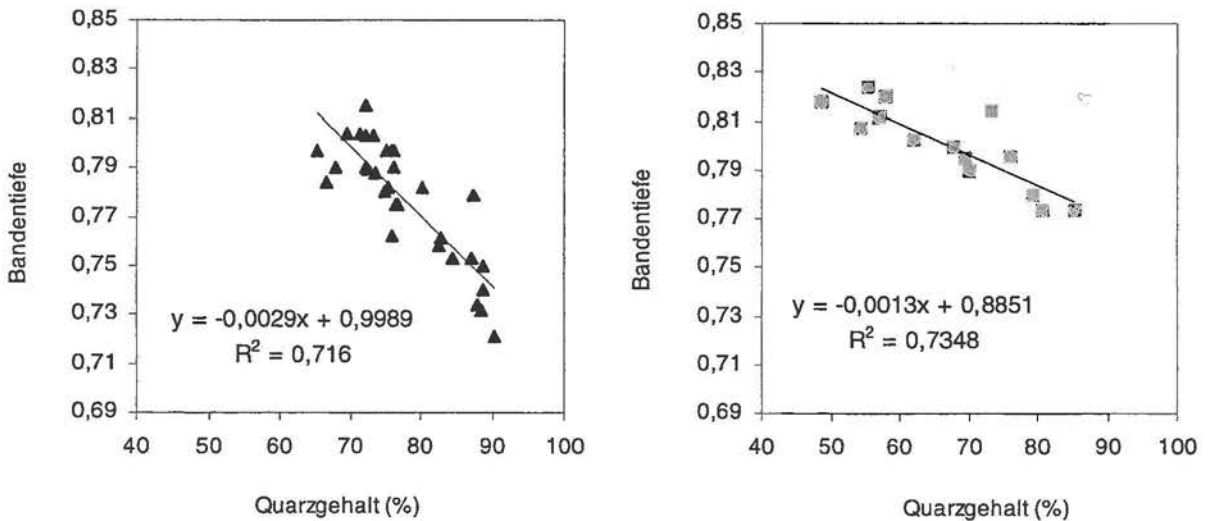


Abb. 6.18: Relative Bandentiefe bei 8.62µm gegen den Quarzgehalt der Originalproben der Tagebaue Espenhain (links) und Zwenkau (rechts)

Abb. 6.18 zeigt die linearen Regressionen zwischen den Quarzgehalten und den berechneten Bandentiefen  $T$  bei 8.62µm (links= Espenhain, rechts= Zwenkau). Man erkennt für beide Tagebaue eine hohe Korrelation ( $R^2= 0.72$  bzw.  $R^2= 0.73$ ). Die Punkteverteilung ist in beiden Fällen weitgehend ausgeglichen. Über die Regressionsgerade ist eine Bestimmung der quantitativen Quarzgehalte aus den Reflexionsspektren möglich. Man erhält nach Umformung die Gleichungen 6.3 und 6.4. Der Standardfehler liegt für Gl. 6.3 bei 3.9 Gew.-% und für Gl. 6.4 bei 6 Gew.-%.

$$[\text{Quarz}] = -344,8 T + 344,4 \quad (\text{ESPENHAIN}) \quad (\text{Gl. 6.3})$$

$$[\text{Quarz}] = -769,2 T + 680,8 \quad (\text{ZWENKAU}) \quad (\text{Gl. 6.4})$$

Damit zeigen die Ergebnisse für beide Tagebaue leicht variierende Regressionsgleichungen. Ursache dafür scheint in erster Linie der Einfluß anderer Probenbestandteile bzw. Korngrößenverteilungen zu sein, der nicht exakt aufgeschlüsselt werden kann. Eine Überlagerung dieser Effekte ist möglich. Sich diesem Kapitel anschließende Untersuchungen sollen darlegen, in welchem Umfang Kaolinit, org. Material, Illit und Pyrit die 8.6 $\mu\text{m}$ -Bande beeinflussen und somit eine Unter-/Überschätzung von Quarz bewirken können. Aufgrund unterschiedlicher Gewichtsanteile der einzelnen Komponenten in Zwenkau und Espenhain ist eine variierende Beeinflussung anzunehmen.

Trotz Abweichungen der erzielten Korrelationsergebnisse erscheint im Hinblick auf die relativ geringe Probenanzahl des Tagebaus Zwenkau (14 Proben) die Berechnung einer linearen Regression unter Verwendung aller Originalproben sinnvoll. Das Korrelationsergebnis zeigt einen geringfügig schlechteren Wert ( $R^2 = 0.7$ ) als bei einer getrennten Betrachtung der Standorte. Eine Analyse unbekannter Abraump Proben der Tagebaue Espenhain und Zwenkau kann über die Regressionsgerade erfolgen ( $S_{y,x} = 5.5 \text{ Gew.-%}$ ). Nach Auflösung der Gleichung erhält man:

$$[\text{Quarz}] = -476,2 T + 446,7 \quad (\text{Gl. 6.5})$$

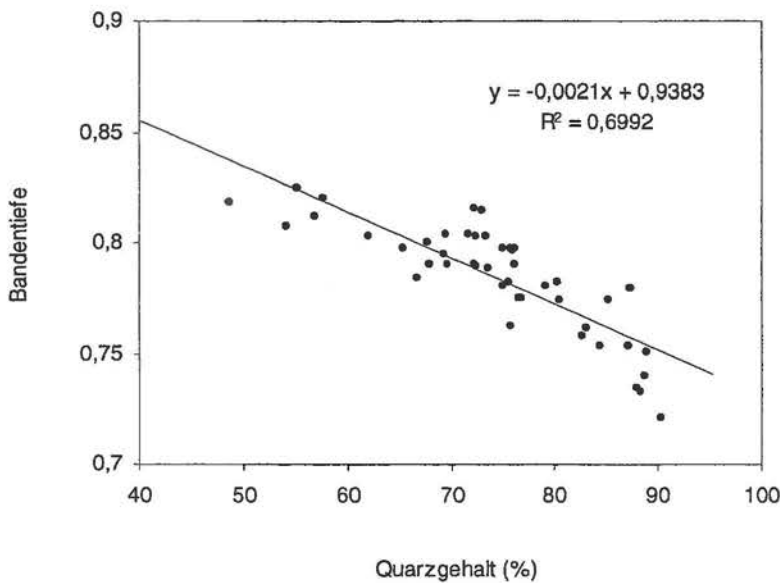


Abb. 6.19: Relative Bandentiefe bei 8.62 $\mu\text{m}$  gegen den Quarzgehalt aller Originalproben (Tagebaue Espenhain und Zwenkau)

Im Vergleich dazu wurde – analog zu den Untersuchungen der aufbereiteten Proben (Korngrößen  $<63\mu\text{m}$ , vgl. Abb. 6.13) – die absolute Reflexionshöhe bei 8.2 $\mu\text{m}$  als Funktion des Quarzgehaltes aufgetragen. Das Bestimmtheitsmaß für die errechnete Regression aller Spektren der Originalproben beträgt  $R^2 = 0.54$  und liegt damit deutlich unter dem Wert, der bei Verwendung der Bandentiefe  $T$  bei 8.62 $\mu\text{m}$  erzielt wird.

Nachfolgend soll nun ein weiteres Verfahren zur quantitativen Analyse der Abraummaterialien untersucht werden. Das Spectral Angle Mapping (SAM) wurde unter Kap. 3.4.2 vorgestellt. Anwendungen des Verfahrens zur spektralen Klassifizierung sind u.a. bei VAN DER MEER et al. (1996) und MÜLLER et al. (1996) beschrieben. Sie dienen dort qualitativen Materialdiskriminierungen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde - den Ausführungen unter Kap. 3.4.2 folgend - der Winkelunterschied  $\alpha$  zwischen den Testspektren (in diesem Fall Laborspektren der Kippensubstrate) und eines Referenzspektrums berechnet. Als Referenzspektrum wurde das gemessene Reflexionsspektrum von reinem Quarz (Korngröße 200-300µm) verwendet (vgl. Abb. 6.4). Die Resultate geben somit eine berechnete spektrale Ähnlichkeit zwischen den Testspektren und dem Quarzspektrum wieder. Ausgedrückt wird diese Ähnlichkeit bzw. Unähnlichkeit durch den Winkelunterschied  $\alpha$ . Je kleiner der Winkel, desto ähnlicher sind die untersuchten Spektren. Nimmt man an, daß eine hohe Winkelähnlichkeit mit einer hohen mineralogischen Übereinstimmung einhergeht, ist eine Darstellung des Winkelunterschiedes als Funktion der Mineralgehalte sinnvoll.

Die Berechnung der Winkelunterschiede wurde für zwei unterschiedlich große Spektralbereiche vorgenommen. Zunächst erfolgte eine Berechnung im Wellenlängenbereich von 7.6 bis 14µm. In diesem Bereich ist neben der spektral bedeutenden Reststrahlenbande ein Transparenz-Merkmal anzutreffen. Anschließend wurde der verwendete Spektralbereich auf 7.8 bis 11µm reduziert. Die Beschränkung schließt eine Einflußnahme des Transparenz-Merkmals auf die berechneten Winkelunterschiede aus. Dadurch wird der spektrale Einfluß kleiner Korngrößenfraktionen sowie einzelner Minerale (z.B. Kaolinit) verringert. Eine Separierung der Einflüsse ist aufgrund einer Überlagerung der Effekte nicht möglich.

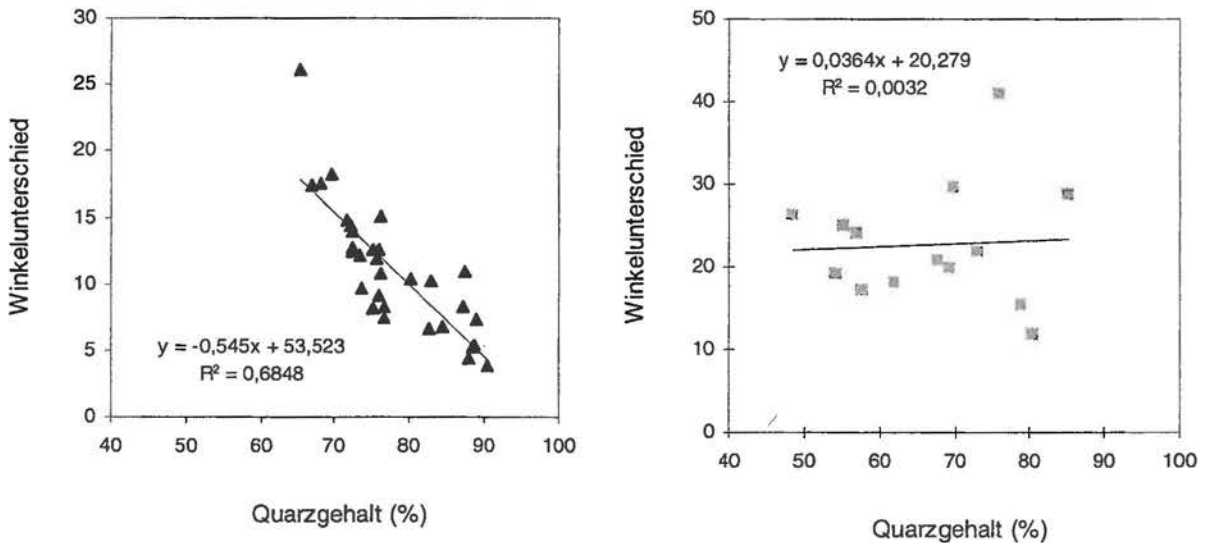


Abb. 6.20: Winkelunterschied  $\alpha$  gegen den Quarzgehalt der Originalproben im Spektralbereich 7.6-14µm, Tagebau Espenhain (links) und Zwenkau (rechts)

In Abb. 6.20 sind für die Proben aus Espenhain und Zwenkau die linearen Regressionen zwischen den Quarzgehalten und den Winkelunterschieden im Bereich von 7.6-14µm dargestellt. Die berechneten Winkelunterschiede reichen von 3.9° (relativ hohe Übereinstimmung)



bis 40.9° (relativ niedrige Übereinstimmung). Die Korrelationsergebnisse weisen für die Spektren der Espenhainer Proben eine recht hohe Korrelation auf ( $R^2 = 0.68$ ), während die Zwenkauer Spektren keine Beziehung erkennen lassen.

Die Verwendung eines engeren Untersuchungsbereiches (7.8-11 $\mu\text{m}$ ) bewirkt eine leichte Verbesserung der Korrelationsergebnisse. Das Bestimmtheitsmaß liegt hier für Espenhain bei  $R^2 = 0.72$ . Die Ergebnisse für Zwenkau weisen hingegen keine signifikant verbesserte Korrelation auf.

Als Ursache der schwachen Korrelationen für den Standort Zwenkau können die relativ hohen Anteile spektral stark variierender Bestandteile sein. Insbesondere Kaolinit und Pyrit zeigen charakteristische Spektralverläufe, die für bestimmte Spektralbereiche (z.B. 7.6-7.8 $\mu\text{m}$ , 8.9 $\mu\text{m}$ , 9.8 $\mu\text{m}$ , 11-12 $\mu\text{m}$ ) eine extreme Abweichung vom Testspektrum Quarz aufweisen und somit die berechnete (Winkel-)Ähnlichkeit massiv beeinflussen. Auch schwankende Mineralgehalte wirken sich verstärkt aus. Die Espenhainer Proben zeichnen sich dagegen durch weitgehend homogene Zusammensetzung aus. Pyrit ist hier nicht vorhanden, feinverteilter Illit hat - wie in Abb. 6.11 dargelegt - einen relativ flachen Verlauf und damit relativ geringen Einfluß auf das Spektrum im untersuchten Wellenlängenintervall. Einen verhältnismäßig hohen Anteil nehmen in Espenhain ferner die Feldspäte ein. In Abb. 6.5 konnte jedoch gezeigt werden, daß selbst Mineralmischreihen mit einem Orthoklasanteil von 25 Gew.-% nur relativ geringe Abweichungen zum Reflexionsspektrum von reinem Quarz aufweisen.

Die Untersuchungen machen deutlich, daß die Qualität der Ergebnisse offensichtlich durch relativ geringe Anteile spektral bedeutender Bestandteile beeinflusst wird. Ausgewählte Minerale können zu einer fast völligen Unkorreliertheit der untersuchten Parameter führen (Zwenkau), die in einem anderen Fall in einer engen linearen Beziehung stehen (Espenhain). Die Auswertungen zeigen, daß der untersuchte SAM-Algorithmus nur mit Einschränkung für beschriebene Fragestellungen zu verwenden ist. Problematisch scheint dabei die Betrachtung eines relativ breiten Spektralbereiches zu sein, in dem sich verschiedene charakteristische Verläufe überlagern können. Die Selektion einzelner, enger Merkmale (z.B. die relative Bandentiefe  $T$  bei 8.6 $\mu\text{m}$ ) zeigt sich robuster hinsichtlich variierender mineralogischer Zusammensetzungen. Grundsätzlich ist zu beachten, daß bei dem Algorithmus Unterschiede der Reflexionshöhe, die durch Feuchte oder opake Bestandteile verursacht werden können, keine Auswirkungen auf den Winkelunterschied besitzen (KRUSE et al., 1993).

#### 6.4.2.2 Kaolinit

Der Kaolinitgehalt von mechanisch aufbereiteten Abraumproben (Korngrößen <63 $\mu\text{m}$ ) steht, wie in Abb. 6.14 gezeigt werden konnte, mit der relativen Absorptionstiefe der 8.9 $\mu\text{m}$ -Bande in einem weitgehend linearen Zusammenhang. Nachfolgend wird der Einfluß von Kaolinitpulver (<63 $\mu\text{m}$ ) auf das Reflexionsverhalten von Originalprobenmaterial betrachtet. Untersuchungen, die sich mit einer mineralogische Quantifizierung von Geländeproben beschäftigen, schließen an.

Die Zugabe von Kaolinit führt in Abb. 6.21 zu einer Verringerung des Reflexionsvermögens zwischen 8 und 11 $\mu\text{m}$ . Ein Anstieg wird hingegen bei 11 bis 12 $\mu\text{m}$  (Transparenzmerkmal) beobachtet und ist in erster Linie auf die Korngrößenspezifischen Streuprozesse zurückzuführen. Bei gegebener Korngröße überwiegt in diesem Wellenlängenbereich Volumestreueung.



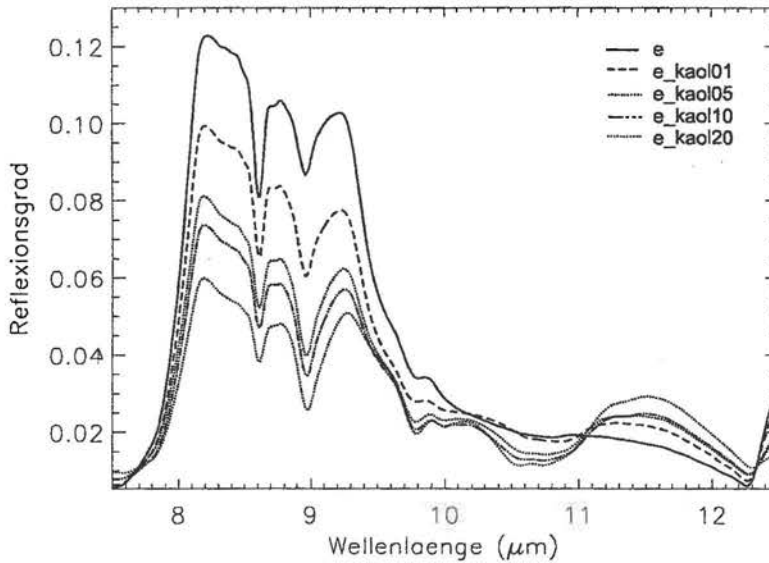


Abb. 6.21: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von Kaolinit

Die Ausprägung charakteristischer Absorptionsbanden ist Mittelpunkt der Untersuchungen in Abb. 6.22. Es wurden neben der quarzspezifischen Bande bei  $8.6\mu\text{m}$  die beiden Banden bei  $8.97\mu\text{m}$  und  $9.78\mu\text{m}$  berechnet. Die Bedeutung der Absorption bei  $9\mu\text{m}$  konnte bereits dargelegt werden, die Bande bei  $9.8\mu\text{m}$  erscheint nach Abb. 6.11 und Abb. 6.21 kennzeichnend für kaolinhaltige Materialien zu sein. Als Stützstellen des Kontinuums wurden die Reflexionverläufe bei rund  $9.68$  und  $9.9\mu\text{m}$  definiert.

In Abb. 6.22 (links) sind die einzelnen Bandentiefen gegen den Kaolinitgehalt der Espenhainer Mischproben aufgetragen. Eine Erhöhung des Mineralgehaltes führt zu einer starken Vertiefung der  $8.9\mu\text{m}$ - und  $9.8\mu\text{m}$ -Banden. Bei  $9.78\mu\text{m}$  verändert sich der Wert der relativen Tiefe deutlich (von  $0.82$  auf  $0.55$ ). Eine leichte Abflachung der Bande ist bei  $8.62\mu\text{m}$  anzutreffen. Die Verringerung dieser Bande (Bandentiefe von  $0.8$  bei  $20.8$  Gew.-% Kaolinit) deckt sich mit dem in Abb. 6.18 dargestellten Zusammenhang, wobei mit sinkendem Quarzgehalt eine Abnahme der Bande bei  $8.6\mu\text{m}$  erkennbar ist.

Die Datenbasis wurde in Abb. 6.22 (rechts) verbreitert, indem alle Kaolinit-Mischproben (Espenhain und Zwenkau) Verwendung finden. Die lineare Regression zwischen Kaolinitgehalt und Bandentiefe  $T$  verdeutlicht eine hohe Korrelation. Das Bestimmtheitsmaß liegt für die Absorption bei  $8.97\mu\text{m}$  bei  $R^2 = 0.84$  und für die Bande bei  $9.78\mu\text{m}$  bei  $R^2 = 0.88$ . Die Ergebnisse legen eine hohe Bedeutung der Parameter zur Quantifizierung der Kaolinitgehalte auch für Originalproben nahe.

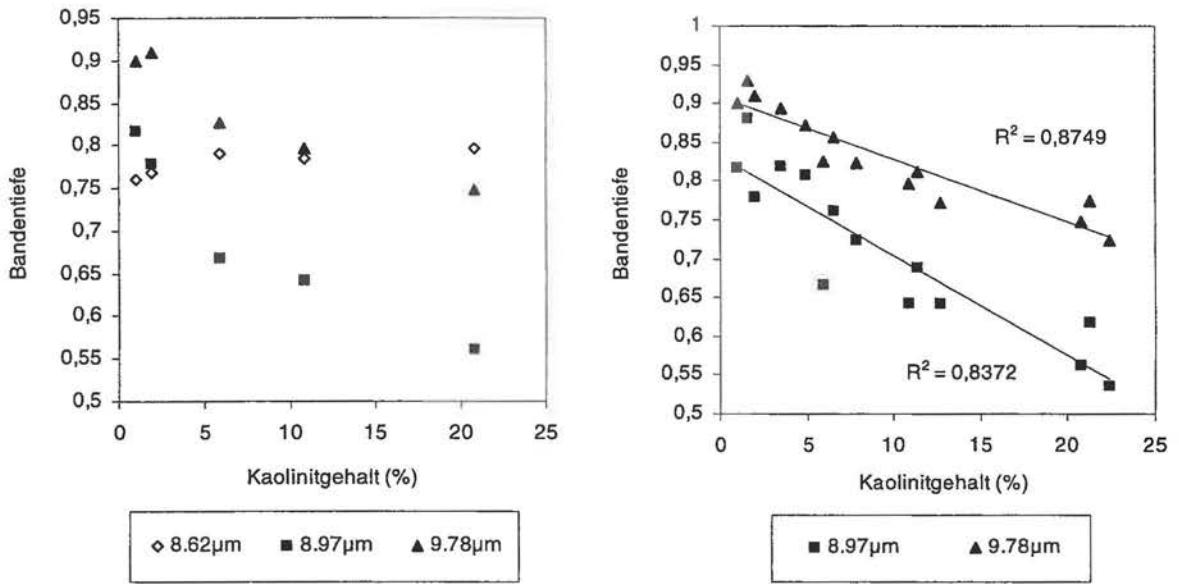


Abb. 6.22: Relative Bandentiefe der Espenhainer Mischproben bei Zugabe von Kaolinit (links) und lineare Regression zwischen Kaolinitgehalt und Bandentiefe aller Mischproben aus Espenhain und Zwenkau (rechts)

In Abb. 6.23 wurden anschließend die Zusammenhänge verglichen, die sich für die Originalproben und die Kaolinit-Mischproben beider Tagebaue ergeben. Dies ist vor dem Hintergrund unterschiedlicher Korngrößenverteilungen, Mineralanlagerungen etc. von Interesse. Das Ergebnis macht deutlich, daß die Korrelationen für Espenhain und Zwenkau variieren. Zwischen den Zwenkauer originalen Proben und den Mischreihen (Esp und Zwe) besteht eine größere Ähnlichkeit (vgl. Geradensteigung) als dies für Espenhain der Fall ist.

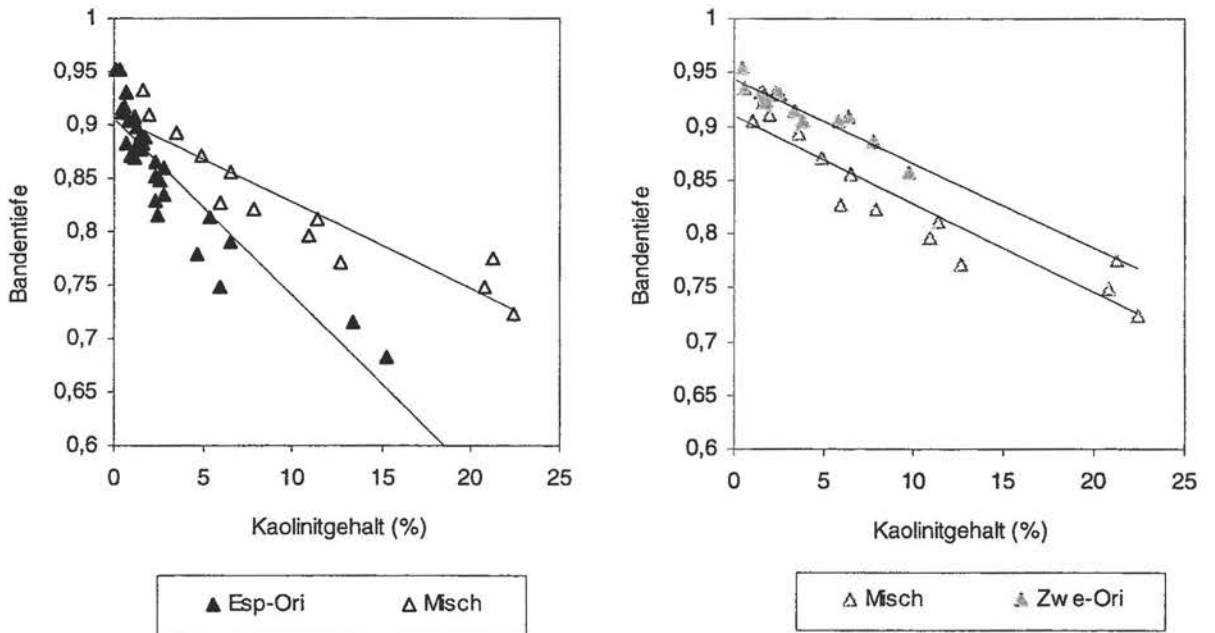


Abb. 6.23: Relative Bandentiefen bei 9.78µm gegen den Kaolinitgehalt der originalen Abraumpuben bzw. der Mischproben

Generell kann festgestellt werden, daß eine gewisse Diskrepanz zwischen den Mischproben und den Originalmaterialien besteht, die auf unterschiedliche Zusammensetzung (TOC, Pyrit etc.), Korngrößenverteilungen und Anlagerungen zurückzuführen ist.

Die Originalmaterialien sind Mittelpunkt der in Abb. 6.24 gezeigten Untersuchungen. Die Graphiken zeigen die linearen Regressionen zwischen Kaolinitgehalten und Bandentiefen (links= Bande bei 8.9µm, rechts= Bande bei 9.8µm). Für beide Absorptionsbanden findet man weitgehend lineare Zusammenhänge ( $R^2 = 0.73$  bis  $0.88$ ). Sowohl die Espenhainer als auch Zwenkauer Proben lassen höhere Korrelationsergebnisse für die 9.8µm-Bande erkennen. Anzumerken sind die Abweichungen der Espenhainer Proben mit Kaolinitgehalten  $>12$  Gew.-%. Sie liegen besonders bei der 9µm-Bande deutlich neben der Regressionsgerade.

Zu bemerken ist, daß die Regressionsgeraden nicht exakt durch 1 verlaufen. Dies wäre zu erwarten, wenn allein das Mineral Kaolinit eine Ausbildung der Banden bewirkt. Auch in diesem Fall ist – ähnlich wie bei Quarz – auf andere Probenbestandteile zu verweisen. So ist insbesondere eine Beeinträchtigung durch Feldspäte zu erwarten. Abb. 6.5 und Abb. 6.11 konnten zeigen, daß sowohl Orthoklas als auch Pyrit in diesen Spektralbereichen Absorptionen aufweisen und damit eine Bandenausbildung bewirken können. Ferner muß die Berechnung des Kontinuums im Bereich des Reflexionsabfalls der Reststrahlenbande berücksichtigt werden.

Die für die Zwenkauer Proben anzutreffenden Korrelationsergebnisse weichen leicht von denen aus Espenhain ab. Es ist die beschriebene Beeinflussung der Banden durch andere Bestandteile (Illit, TOC etc.) zu vermuten, die – da stärker in Zwenkau vertreten – eine Abflachung der Regressionsgeraden bewirken können. Zudem ist eine Verbesserung des Bestimmtheitsmaßes vorhanden. Dabei ist eine positive Akkumulation verschiedener Einflüsse (Mineralbestandteile, Korngrößenunterschiede, Mineralanlagerungen etc.) zu sehen.

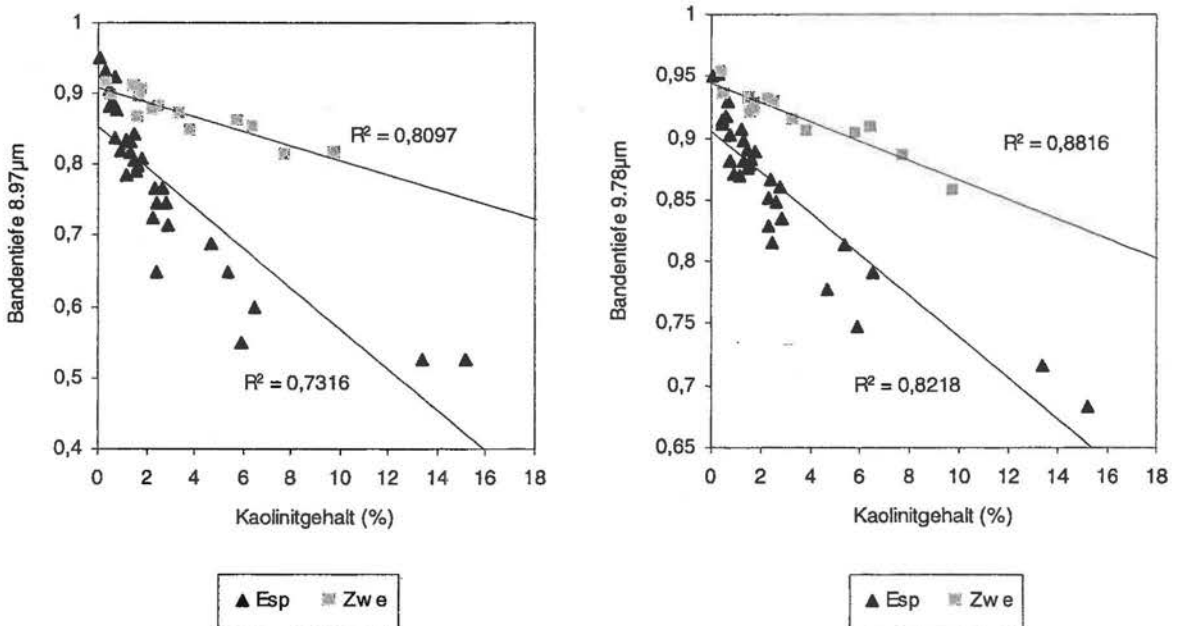


Abb. 6.24: Relative Bandentiefe bei 8.97µm (links) bzw. 9.78µm (rechts) gegen den Kaolinitgehalt der Originalproben der Tagebaue Espenhain und Zwenkau

Die Regressionsgeraden für die beiden Probenstandorte sind nachfolgend aufgeführt, wobei eine Auflösung der Geraden nach [Kaolinit] erfolgte. Die Gleichungen beziehen sich auf die Ergebnisse für die Betrachtungen der relativen Absorptionstiefe  $T$  bei 9.78µm (Originalproben). Die Berechnung einer Regression für eine kombinierte Auswertung beider Standorte erfolgte aufgrund der offensichtlichen Unterschiede nicht.

$$[\text{Kaolinit}] = -60,2 T + 54,6 \quad (\text{ESPENHAIN}) \quad (\text{Gl. 6.6})$$

$$[\text{Kaolinit}] = -126,6 T + 119,5 \quad (\text{ZWENKAU}) \quad (\text{Gl. 6.7})$$

Durch reflexionsspektroskopische Messungen unbekannter, jedoch in ähnlicher stofflicher Zusammensetzung vorliegender Kippenproben kann - nach Berechnung der diskreten Bandentiefen  $T$  - eine quantitative Bestimmung der Kaolinitgehalte durchgeführt werden (REINHÄCKEL & MÜLLER, 1998). Im untersuchten Konzentrationsbereich liegen enge Beziehungen zwischen den Absorptionstiefen und dem Kaolinitgehalt vor. Die statistische Genauigkeit ( $S_{y,x}$ ) der Kaolinitbestimmung beträgt für Espenhain  $\pm 1.5$  Gew.-% und für Zwenkau rund  $\pm 1$  Gew.-%. Es sei betont, daß der aufgeführte Zusammenhang - ähnlich wie bei der Untersuchung des Quarzgehaltes - nicht ohne Überprüfung auf andere Testgebiete übertragen werden kann. In einem solchen Fall müssen die Koeffizienten der Regressionsgeraden mittels einiger Referenzproben verifiziert und gegebenenfalls modifiziert werden.

Um eine weitreichendere quantitative Bestimmung von Kaolinit zu erreichen, erscheint die Verwendung von Mischungsmodellen erforderlich (vgl. Kap. 3.3.2.1). Theoretisch wäre neben dem spektralen Verhalten der Probenbestandteile eine Berücksichtigung von Korngrößeneinflüssen sowie der Porosität bzw. Anlagerung von Bestandteilen möglich. Aufgrund der Komplexität dieser Einflüsse wurde ein Ansatz zur Berücksichtigung der verschiedenen Faktoren nicht in Betracht gezogen.

Da die weiteren Probenbestandteile (z.B. org. Kohlenstoff, Illit, Pyrit) die aufgeführten Korrelationen zu beeinflussen scheinen, sollen diese Veränderungen mit Hilfe zusätzlicher Probenmischreihen dokumentiert werden. Eine exakte Quantifizierung der resultierender Einflüsse ist nicht möglich, da zwischen den Originalproben und den Mischreihen - wie bereits erwähnt - Unterschiede hinsichtlich Korngrößenverteilung, Lagerung etc. bestehen. In einigen Fällen wird die Größenordnung einer möglichen Unterschätzung der tatsächlichen Mineralgehalte angegeben. Ferner erfolgt eine Abschätzung, inwieweit die aufgeführten Methoden eine quantitative Analyse von Illit, TOC und Pyrit erlauben. Grundsätzlich muß beachtet werden, daß zur Quantifizierung der Quarz- und Kaolinitgehalte Geländeproben mit einer breiten mineralogischen Variation verwendet wurden. Auswirkungen einzelner Bestandteile auf die quantitative Bestimmung dieser Parameter sind erst bei einer merklichen Abweichung von der beschriebenen stofflichen Zusammensetzung zu erwarten.

#### 6.4.2.3 Organischer Kohlenstoff

In Abb. 6.25 ist der spektrale Verlauf einer Probe aus Espenhain vorgestellt, der sukzessive org. Kohlenstoff (TOC) in Form von Braunkohle zugeführt wurde. Die Kohle lag in einer Korngrößenfraktion  $< 63\mu\text{m}$  vor. Die Gesamtanteile von TOC betragen zwischen 0.5 und 5.5 Gew.-%. Die Beschriftung in Abb. 6.25 gibt über die zugeführte Stoffmenge (Gew.-% TOC) und die Probenherkunft (Espenhain) Auskunft. Braunkohle zeichnet sich im TIR durch einen flachen Reflexionsverlauf mit niedrigem Reflexionsgrad aus (HAUSKNECHT, 1997). Durch Zugabe von TOC ist insbesondere im Wellenlängenbereich von 8 bis 10µm eine Verringerung

der absoluten Reflexion erkennbar. Zwischen 11 und 12 $\mu\text{m}$  ist dagegen ein leichter Anstieg der Reflexion zu beobachten.

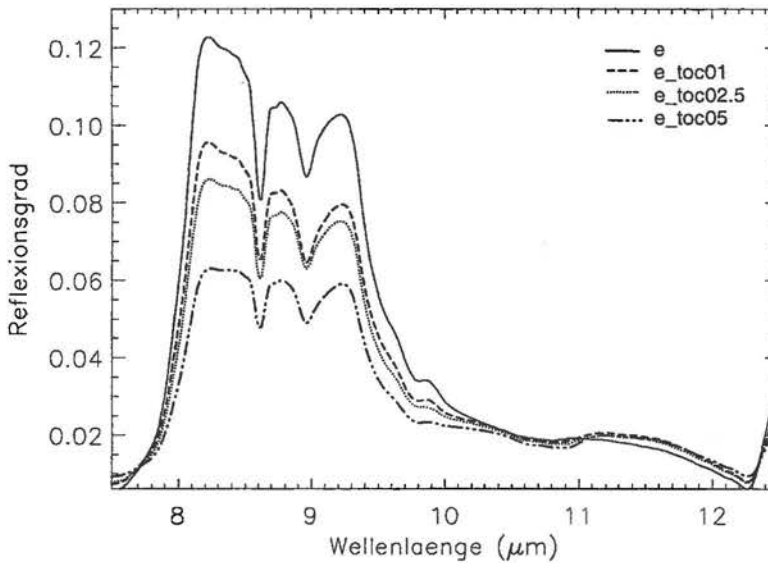


Abb. 6.25: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von feinkörnigem org. Kohlenstoff (TOC)

Die Abbildung macht deutlich, daß eine Zugabe von TOC keine charakteristischen Spektralmerkmale hervorbringt. TOC hat im betrachteten Wellenlängenbereich, wie in Abb. 6.9 erkennbar ist, einen flachen Verlauf. Da jedoch die Bestandteile Quarz und Kaolinit in einem Zusammenhang mit der Ausbildung charakteristischer Absorptionsbanden stehen, soll der Einfluß von org. Kohlenstoff auf diese Parameter betrachtet werden. Nachfolgend werden die drei vorgestellten Absorptionen bei 8.62 $\mu\text{m}$ , 8.97 $\mu\text{m}$  sowie 9.78 $\mu\text{m}$  eingehend untersucht. Diese Merkmale treten in allen Proben – in unterschiedlicher Stärke – auf.

In Abb. 6.26 sind die maximalen Bandentiefen bei verschiedenen Wellenlängen als Funktion der TOC-Gehalte dargestellt. Die relativen Bandentiefen  $T$  wurden mit dem unter Kap. 3.4.1 beschriebenen Kontinuum-Algorithmus berechnet. Es findet eine Unterscheidung hinsichtlich der Proben aus Espenhain (links) und Zwenkau (z\_tq, rechts) statt. In beiden Darstellungen lassen sich ähnliche Trends erkennen. Insgesamt erscheinen die Auswirkungen durch TOC-Zugabe relativ gering zu sein. Mit Zunahme von org. Kohlenstoff verzeichnen die 8.62 $\mu\text{m}$ -Quarz- und 9.78 $\mu\text{m}$ -Kaolinitbanden eine Abnahme. Da eine Erhöhung der TOC-Gehaltes grundsätzlich mit einer Verringerung der Quarz- und Kaolinitgehalte einhergeht, steht eine solche Entwicklung im Einklang mit den Ergebnisse der vorherigen Untersuchungen. Es ist ein linearer Zusammenhang vorhanden, während hingegen bei 8.97 $\mu\text{m}$  keine eindeutige Beziehung besteht. Die Erhöhung des TOC-Gehaltes führt hier nicht grundsätzlich zu einer Verringerung bzw. Vergrößerung der Bandentiefe.



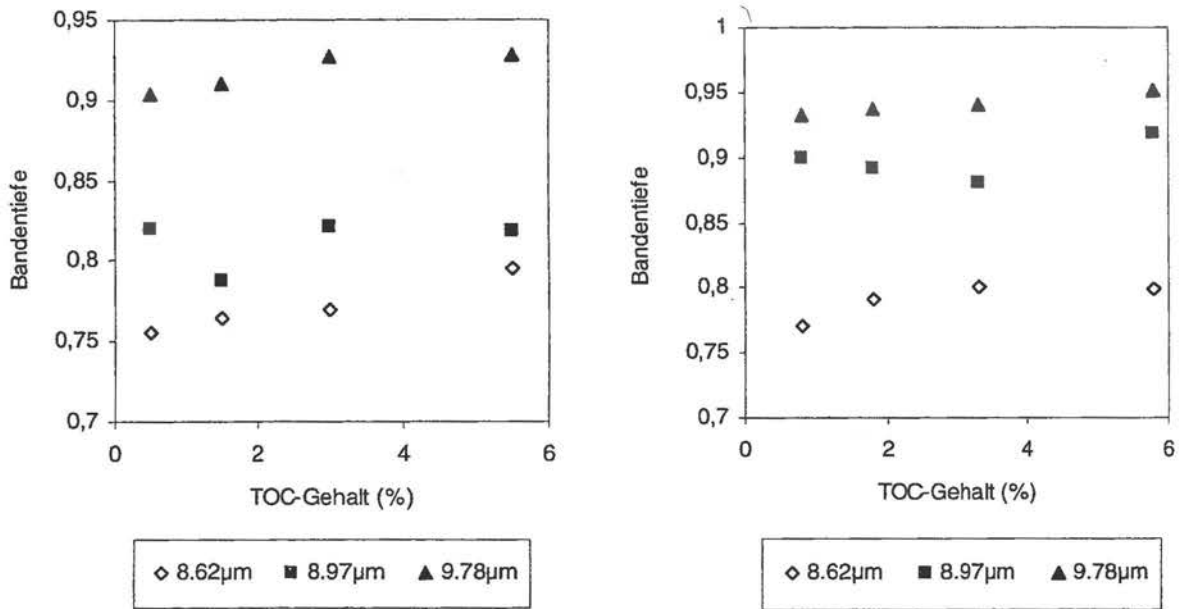


Abb. 6.26: Relative Bandentiefen der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Mischproben bei Zugabe von TOC (in Form von Braunkohle)

Bei genauer Betrachtung der Darstellungen erkennt man, wie deutlich sich durch Hinzufügen von rund 5 Gew.-% TOC die einzelnen Banden verändern. Es kann festgestellt werden, daß erhöhte TOC-Gehalte insbesondere die 8.6µm-Bande abschwächen und die Bestimmung von Quarz (Originalproben) beeinflussen (vgl. Abb. 6.18). Es ist unter den beschriebenen Umständen von einer Quarz-Unterschätzung >5 Gew.-% auszugehen, während für Kaolinit (9.8µm-Bande) mit zunehmendem TOC-Gehalt eine leichte Unterschätzung (ca. 1-2 Gew.-%) der tatsächlichen Mineralgehalte zu erwarten ist. Sie fällt in Zwenkau ein wenig stärker aus als in Espenhain. Aufgrund fehlender charakteristischer Merkmale von org. Kohlenstoff ist eine quantitative TOC-Bestimmung der Originalproben mit den beschriebenen Methoden nicht möglich. Es bleibt festzuhalten, daß relativ hohe Gehalte org. Kohlenstoffs zu einer deutlichen Veränderung der untersuchten Banden führen können. Da die quantitative Ableitung von Quarz- und Kaolinitgehalte durch Analyse der Absorptionstiefen unter Berücksichtigung der originalen Abraumprouben (TOC-Gehalte zwischen 0 und 8 Gew.-%) durchgeführt wurde, kann jedoch davon ausgegangen werden, daß auch TOC-reiche Materialien der tertiären Abraumprouben in Zwenkau den Einsatz der Banden zu Ansprache der Sedimente erlauben. Sehr hohe, feinverteilte Anteile von TOC können jedoch unter dargelegten Umständen eine Unterschätzung der tatsächlichen Mineralanteile bewirken.

#### 6.4.2.4 Illit

Illit ist ein Hydro-Muskovit, der aus Muskovit durch Austausch von  $K^+$  gegen  $H_3O^+$  entstanden ist. Proben aus Espenhain und Zwenkau (z\_tq) wurde Illit (5 bis 20 Gew.-%) in feinkörniger Ausbildung (<63µm) zugefügt. Das Reflexionsspektrum von Illit (vgl. Abb. 6.11) zeichnet sich durch einen flachen Verlauf aus. Die Si-O-Si Streckschwingungsbande ist nur schwach ausgebildet. Gleiches gilt für das Transparenz-Merkmal. In Abb. 6.27 sind vier Spektren der Espenhainer Mischproben dargestellt. Man sieht, daß mit erhöhtem Illitgehalt ein Abfall der Reflexion im Bereich der Reststrahlenbande einhergeht. Zwischen 11 und

12 $\mu\text{m}$  hingegen erhöht sich der Reflexionsgrad leicht. Neben der Veränderung der absoluten Werte treten spektrale Einflüsse auf (z.B. bei 9-9,3 $\mu\text{m}$ ). Visuell ist eine Verringerung der Kaolinitabsorption bei 9 $\mu\text{m}$  sowie bei 9,8 $\mu\text{m}$  erkennbar.

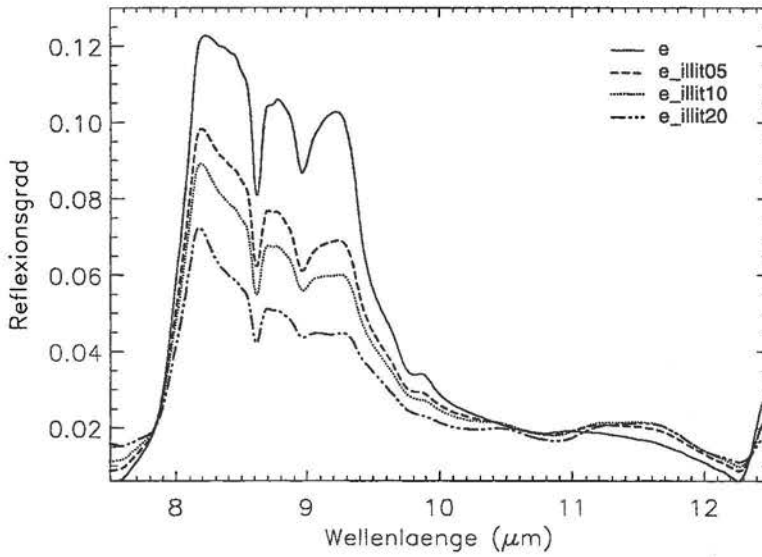


Abb. 6.27: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von Illit

Korrelationsanalysen beschäftigen sich nachfolgend mit der Ausprägung der vorher betrachteten Absorptionsbanden. Andere Auswertungen, beispielsweise eine Untersuchung der Reflexionsgrade bei 8,8 $\mu\text{m}$  und 9,2 $\mu\text{m}$ , erbrachten keine aussagekräftigen Ergebnisse.

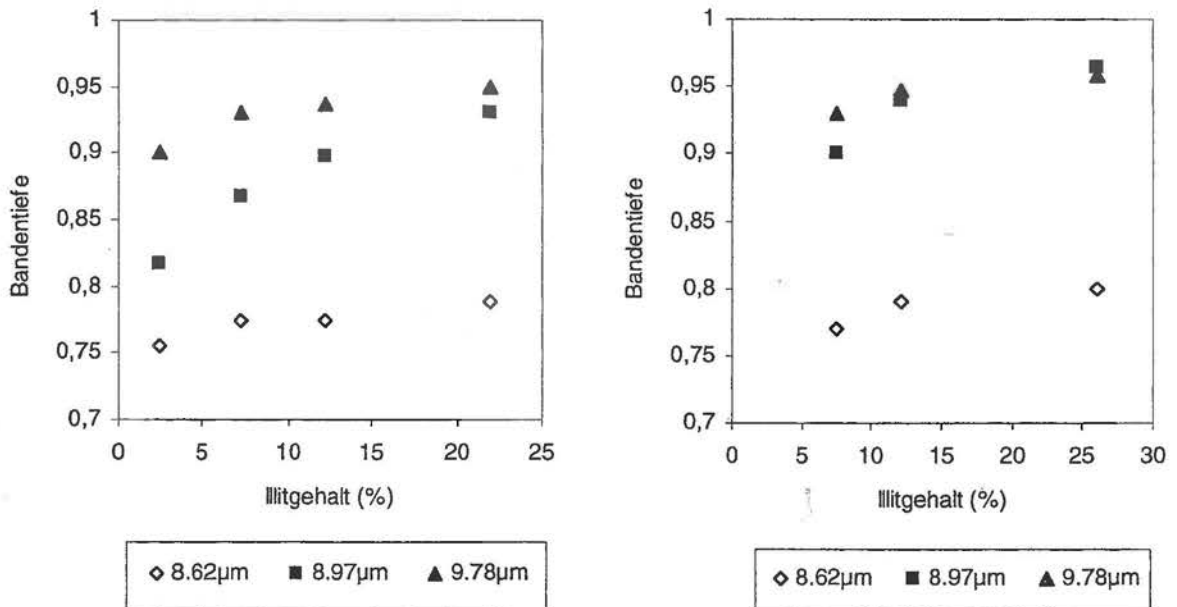


Abb. 6.28: Relative Bandentiefen der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Mischproben bei Zugabe von Illit

Abb. 6.28 zeigt, daß mit erhöhtem Illitgehalt eine Verringerung der 8.62 $\mu\text{m}$ -Quarzbande sowie der Kaolinitbanden bei 8.97 $\mu\text{m}$  und 9.78 $\mu\text{m}$  zu beobachten ist. Die Abnahme fällt unterschiedlich stark aus. Die deutlichste Veränderung tritt bei 8.97 $\mu\text{m}$  auf. Die 8.62 $\mu\text{m}$ -Bande ändert sich hingegen nur schwach, wobei die Ergebnisse für Espenhain und Zwenkau grundsätzlich vergleichbare Verläufe zeigen. Aufgrund der variierenden mineralogischen Zusammensetzung ist keine vollständige Übereinstimmung der Bandentiefen vorhanden.

Die Ergebnisse lassen erkennen, daß Illit, bedingt durch seinen flachen und relativ konstanten Spektralverlauf, im wesentlichen eine Abschwächung der Reflexion bedingt. Die Beeinflussung ist nicht für alle Absorptionsbanden gleich, da die Veränderungen a) von der absoluten Reflexionshöhe und b) von den – wenn auch schwachen – Spektralmerkmalen des Illit abhängen. Ferner zeigen die Ergebnisse, daß auch bei Fehlen von Illit die untersuchten Banden in mitunter starker Ausprägung auftreten.

Die Ausführungen lassen den Schluß zu, daß eine Quantifizierung der prozentualen Illitgehalte von verkipptem sedimentären Originalabraum mit betrachteten Methoden nicht möglich erscheint. Jedoch ist eine Beeinflussung der verschiedenen Absorptionsbanden erkennbar, die einer Maskierung der Banden gleichkommt.

Es kommt teilweise zu einer Überlagerung der durch TOC und Illit bedingten Veränderungen. Dies verhindert eine Trennung der einzelnen Einflüsse. Die Veränderungen der Absorptionsbanden lassen erwarten, daß hohe Illitgehalte der Abraumkippen eine deutliche Beeinflussung der 8.97 $\mu\text{m}$ - und 9.78 $\mu\text{m}$ -Kaolinit-Banden mit sich bringen und ab rund 10 Gew.-% zu einer merklichen Beeinträchtigung führen. So könnte es – vergleichbare Korngrößenverteilung/Anlagerung etc. vorausgesetzt – insbesondere bei 8.9 $\mu\text{m}$  zu einer Unterschätzung (>1 Gew.-%) der tatsächlichen Kaolinitgehalte kommen. Der Einfluß auf die Bande bei 9.8 $\mu\text{m}$  fällt geringer aus. Wie bei der Untersuchung von TOC ist für die Zwenkauer Proben mit einer stärkeren Beeinflussung zu rechnen (vgl. Regressionsgeraden in Abb. 6.24). Auf die Quarzbestimmung haben hingegen selbst relativ hohe Illitgehalte (25 Gew.-%) keine starken Einflüsse. Die relevante 8.6 $\mu\text{m}$ -Bande ändert sich im wesentlichen in Relation zum Quarzgehalt der Proben. Eine leichte Unterschätzung der Quarzgehalte kann auftreten.

#### 6.4.2.5 Pyrit

Das Eisensulfid Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) ist in der Natur häufig als Würfel oder Oktaeder in mm- bis cm-Größe ausgebildet. In Proben des Tagebaus Zwenkau konnte Pyrit meist in feinkörniger Form nachgewiesen werden. Die untersuchten Probenmischreihen wurden aus feinkörnigem Pyrit (<63 $\mu\text{m}$ ) sowie Abraum aus Espenhain und Zwenkau ( $z_t$ ) erzeugt.

Abb. 6.29 zeigt Reflexionsspektren der Espenhainer Mischprobe mit 1 bis 10 Gew.-% Pyrit. Mit steigendem Pyritgehalt sind vielfältige spektrale Veränderung anzutreffen. Der Reflexionsgrad im Wellenlängenbereich der Reststrahlenbande zwischen 8 und 10 $\mu\text{m}$  fällt ab. Zugleich ist eine deutlich Erhöhung sowohl im kurzwelligen Bereich (7.5 bis 8 $\mu\text{m}$ ) sowie zwischen 10 und 12 $\mu\text{m}$  erkennbar. Die Veränderungen decken sich weitgehend mit dem in Abb. 6.11 dargestellten Spektralverhalten von Pyrit. In feinkörniger Form zeigt Pyrit neben einem starken Merkmal bei 11-12 $\mu\text{m}$  einen vergleichsweise hohen Reflexionsgrad bei 7 $\mu\text{m}$  (SALISBURY et al., 1991b). Die Ausbildung des Doppelpeaks zwischen 10 und 12 $\mu\text{m}$  ist allerdings nicht im Reflexionsspektrum von reinem Pyrit erkennbar. Dieser Verlauf besitzt jedoch

eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit den Reflexionspektren der aufbereiteten Kippenmaterialien aus Zwenkau und Espenhain (vgl. Abb. 6.8 und Abb. 6.9).

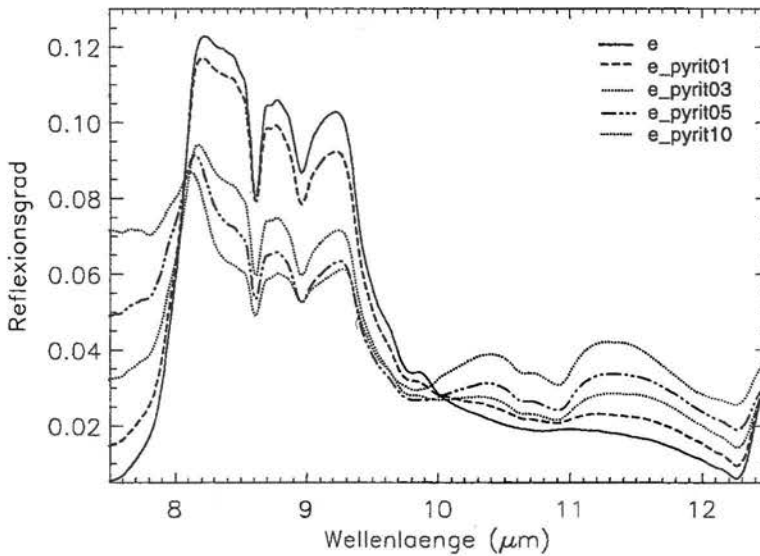


Abb. 6.29: Reflexionsspektren der Espenhainer Mischreihe bei Zugabe von feinkörnigem Pyrit

In Abb. 6.30 sind die maximalen Bandentiefen bei 8.62 $\mu\text{m}$ , 8.97 $\mu\text{m}$  und 9.78 $\mu\text{m}$  gegen die Pyritgehalte der pyrithaltigen Mischproben aufgetragen. Es zeigt sich, daß eine Erhöhung des Pyritgehalts mit einer stetigen Abschwächung der Absorptionen einhergeht, wobei die Beeinflussung bei 8.6 $\mu\text{m}$  am stärksten ausfällt. Die Abschwächung der Bande bei 8.6 $\mu\text{m}$  hat zur Folge, daß Pyritgehalte >5 Gew.-% zu einer merklichen Unterschätzung (5 Gew.-% und mehr) von Quarz führen können. Die Auswertung der Bandentiefe bei 9.8 $\mu\text{m}$  zur Kaolinitquantifizierung kann Mineralgehalte liefern, die unter den realen Werten liegen. Verantwortlich für die Abschwächung dieser Bande ist eine markante Absorption von Pyrit bei rund 9.9 $\mu\text{m}$ . Diese Bande bewirkt, da sie direkt neben der 9.8 $\mu\text{m}$ -Bande auftritt, eine Reduzierung der rechten Bandenschulter und damit der Bandentiefe.

Die Ausführungen machen insgesamt deutlich, daß die betrachteten Parameter keine Quantifizierung der absoluten Pyritgehalte von Kippenabraum ermöglichen. Pyrit führt zu einer weitgehenden Maskierung der Banden. Es kann davon ausgegangen werden, daß die Absorptionsbanden extrem pyritreicher tertiärer Kippensubstrate im untersuchten Wellenlängenbereich wesentlich durch Pyrit beeinflusst werden und auf diese Weise Probenbestandteile, die maßgeblich für die Ausbildung der distinkten Banden verantwortlich sind (Quarz, Kaolinit), tangieren.

Untersucht wurden anschließend weitere Spektralmerkmale, um eine quantitative Auswertung hinsichtlich des Pyritgehaltes zu erreichen. Abb. 6.31 zeigt die lineare Regression zwischen einem empirisch bestimmten Reflexionsindex  $V$  und dem Mineralgehalt der 12 pyrithaltigen Mischproben aus Zwenkau und Espenhain. Der Reflexionsindex  $V$  ist wie folgt definiert ( $R$  = Reflexionsgrad):

$$V = (R_{7.6\mu\text{m}} * (R_{7.6\mu\text{m}} / R_{8.25\mu\text{m}})) * 10^4 \quad (\text{Gl. 6.8})$$

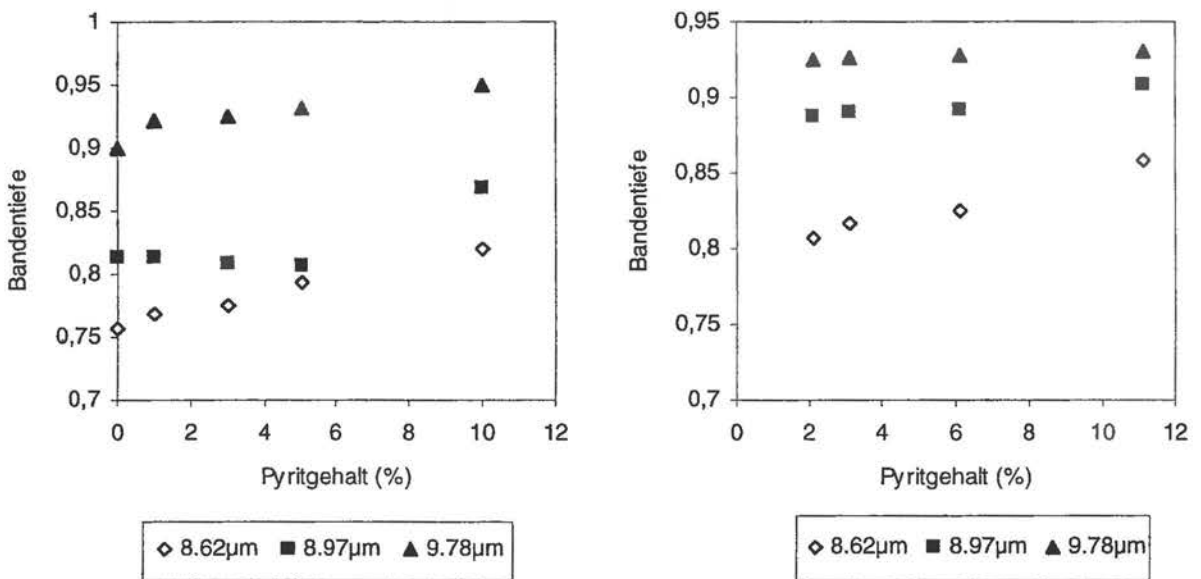


Abb. 6.30: Relative Bandentiefen der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Mischproben bei Zugabe von Pyrit

Dabei findet das auffällige gegensätzliche Reflexionsverhalten der Spektren zwischen 7.6µm und 8.2-8.3µm Berücksichtigung. Das Ratio  $R_{7.6\mu\text{m}}/R_{8.25\mu\text{m}}$  besitzt hingegen – isoliert betrachtet – nur geringe Aussagekraft. Das Korrelationsergebnis in Abb. 6.31 (links) weist für die untersuchten Pyrit-Mischproben eine sehr hohe Korrelation ( $R^2 = 0.96$ ) auf.

Der Reflexionsindex  $V$  wurde anschließend als Funktion des Pyritgehaltes für alle Originalproben und Mischreihen berechnet und aufgetragen. Die Regression ist in Abb. 6.31 (rechts) dargestellt. Man erkennt eine breite Streuung in der Korrelation. Zwar ergibt sich ein hohes Bestimmtheitsmaß ( $R^2 = 0.9$ ), doch wird dieser Wert weitgehend durch die Daten der Pyrit-Mischproben sowie der Originalproben ohne Pyrit bestimmt. In der Mehrzahl der Originalproben konnte kein Pyrit nachgewiesen werden. Diese Probenpunkte liegen im Ursprung des Diagramms. Einige Proben zeigen jedoch Pyritgehalte bis rund 4 Gew.-% (vgl. Anhang B). Diese pyrithaltigen Proben liegen allerdings weit neben der Regressionsgeraden. Eine Anwendung der Regressionsgleichung zur Analyse von Abraumkippen erscheint aufgrund der vorhandenen Diskrepanz nicht sinnvoll.

Ursache für die Abweichungen zwischen den Pyrit-Mischreihen und den pyritreichen Originalmaterialien können unterschiedliche Korngrößenfraktionen sein. Die Einflüsse, die mit variierenden Korngrößen auftreten, wurden eingehend beschrieben. Genaue Erkenntnisse über die Ausbildung des Pyrits in den Originalproben liegen nicht vor. Ferner ist eine Anlagerung der Minerale in den Mischreihen zu erwarten, die vom natürlichen Zustand abweicht. Die künstlich erzeugten Proben unterscheiden sich infolge der mechanischen Aufbereitung und Homogenisierung von Originalsubstrat und können somit abweichende spektrale Verläufe zeigen. Ein Zusammenwirken der aufgeführten Ursachen ist anzunehmen.



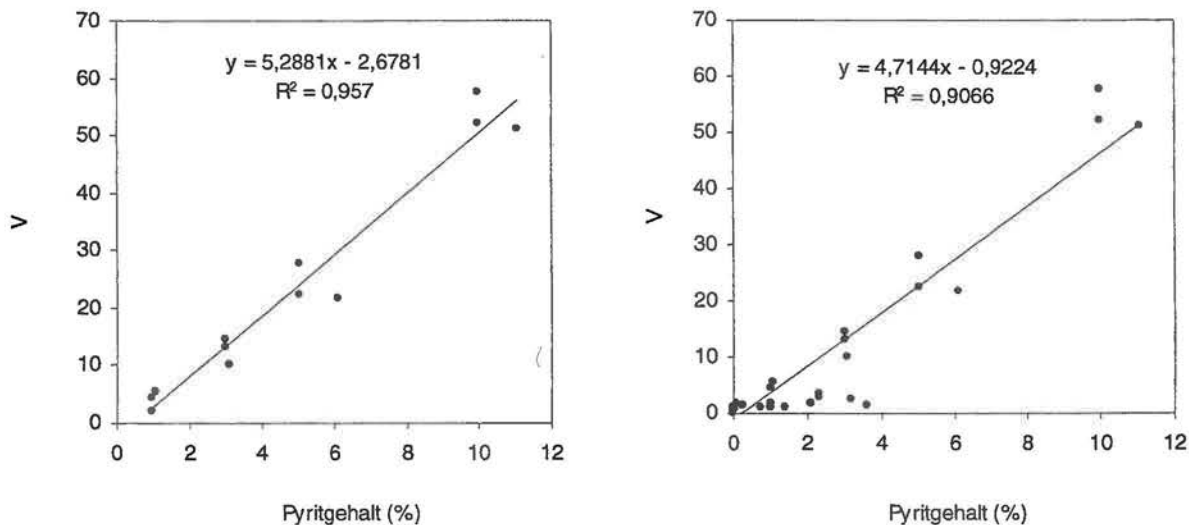


Abb. 6.31: Lineare Regression zwischen Pyritgehalt und Reflexionsindex V (links: Pyrit-Mischproben, rechts: Pyrit-Mischproben und Originalproben aus Zwenkau und Espenhain)

#### 6.4.2.6 Einfluß von Bodenfeuchte

Die Einbindung der laborspektroskopischen Untersuchungen in Auswertungen fernerkundlich erhobener Daten der Tagebaue Zwenkau und Espenhain erfordert neben der Betrachtung einzelner stofflicher Komponenten die Berücksichtigung des Einflusses unterschiedlicher Feuchtegehalte. Ganzjährig können in den Untersuchungsgebieten feuchte Kippengebiete (z.B. in Senken) angetroffen werden.

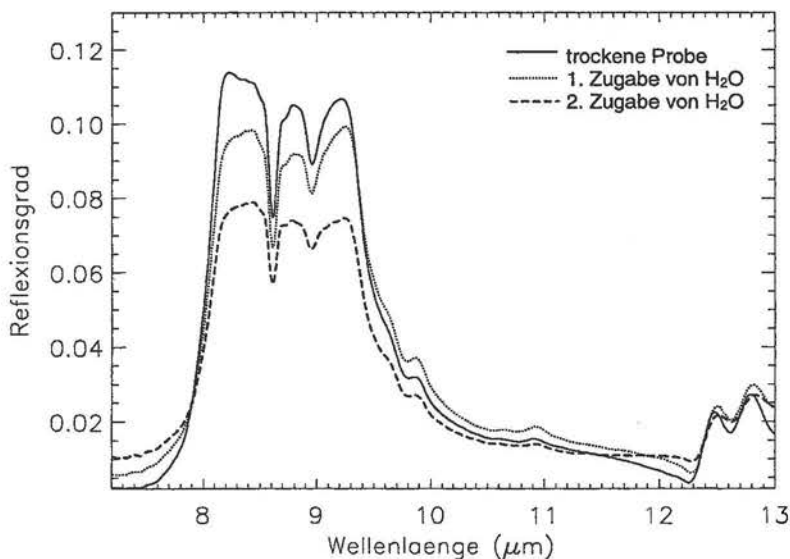


Abb. 6.32: Reflexionsspektren einer Espenhainer Probe bei Zugabe von H<sub>2</sub>O

Der Einfluß der Bodenfeuchte auf das Spektralverhalten der Kippensubstrate soll in Abb. 6.32 untersucht werden. Die Abschätzungen sind qualitativer Art zur Verdeutlichung genereller Verläufe. Dem Originalprobenmaterial aus Espenhain wurde destilliertes Wasser zugegeben, so daß eine Benetzung der Oberfläche erfolgte. Nach jeder Messung wurde dieser Vorgang wiederholt, bis schließlich eine weitgehend vollständige Befeuchtung des gesamten Probenkörpers erkennbar war. Dieser Vorgang war mit einem Herausnehmen der Probe aus dem Spektrometer verbunden. Der untersuchte Meßfleck auf der Probe variiert aus diesem Grunde und erklärt gewisse spektrale Variationen.

Abb. 6.32 zeigt Reflexionsspektren der Proben, denen sukzessive Wasser zugeführt worden ist, im Wellenlängenbereich von 7.5 bis 13 $\mu\text{m}$ . Der Wassergehalt der Proben nimmt von oben (durchgezogene Linie) nach unten (gestrichelte Linie) zu. Man erkennt, daß insgesamt eine Abschwächung des Reflexionsgrades auftritt.

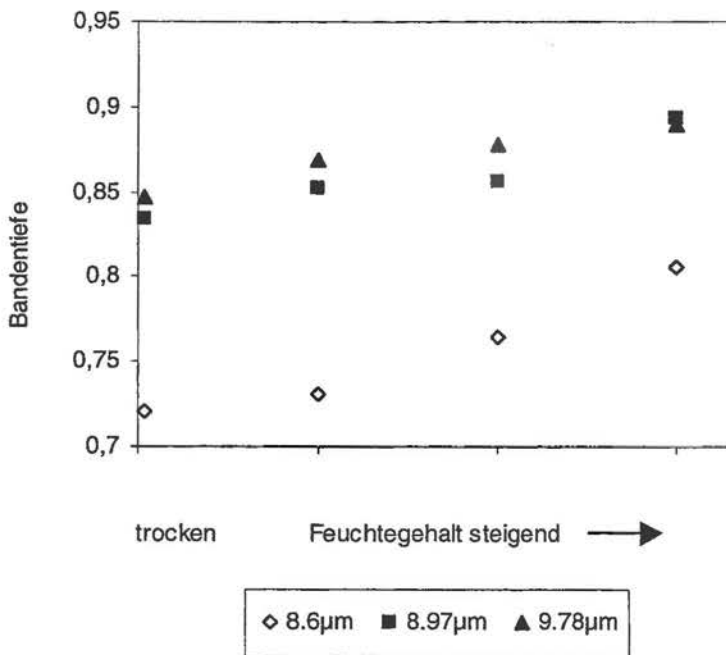


Abb. 6.33: Relative Bandentiefen gegen den Feuchtegehalt

Ferner ist eine deutliche Beeinflussung charakteristischer Spektralmerkmale vorhanden. So werden die Absorptionsbanden bei 8.6 $\mu\text{m}$ , 8.9 $\mu\text{m}$  sowie 9.8 $\mu\text{m}$ , die Gegenstand der Untersuchungen der vorangegangenen Kapitel gewesen sind, verändert. Für die Auswertung der Geländeprobe ist – da diese im vollkommen trockenem Zustand gemessen wurden – eine detaillierte Abschätzung von untergeordnetem Interesse. Von Bedeutung ist diese Entwicklung jedoch für die Auswertung der flugzeuggestützten abbildenden Spektrometerdaten (DAIS 7915). Aufgrund der spektralen Auflösung des Sensors ist von einer Abnahme der Reflexionsgrade bzw. Zunahme der Emissionsgrade – insbesondere in Kanälen 74-76 – auszugehen, während die anderen Kanäle vergleichsweise unbeeinflusst bleiben. Im Rahmen der DAIS-Datenauswertungen wird unter Kap. 7.3.2.3 auf die mit erhöhter Bodenfeuchte einhergehende Problematik eingegangen.

Abb. 6.33 zeigt die charakteristischen Absorptionsbanden, die zur Quantifizierung von Kaolinit und Quarz eingesetzt worden sind, als Funktion des Feuchtegehaltes. Auch diese

Angaben sind qualitativer Art. Man stellt fest, daß mit ansteigender Bodenfeuchte eine massive Beeinflussung der dargestellten Banden einhergeht. Die Bandentiefen verringern sich und könnten damit – ähnlich wie dies bei org. Kohlenstoff, Illit und Pyrit zu sehen war - zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Mineralgehalte führen.

#### 6.4.2.7 Einfluß variierender Blickwinkel

Die Untersuchung der Geländeproben mit einer unterschiedlichen Meßgeometrie ist unter dem Aspekt der natürlichen Exposition der Objekte/Oberflächen zu sehen. Variierende topographische Gegebenheiten (z.B. Kippenhänge und -senken) bedingen eine unterschiedliche Exposition der Oberflächen zum Sensor.

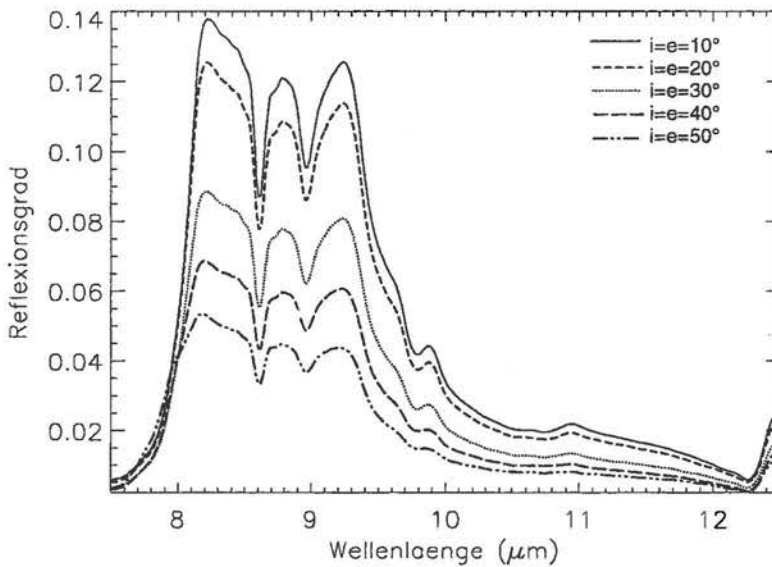


Abb. 6.34: Reflexionsspektren einer Espenhainer Probe bei veränderter Meßgeometrie

Von Interesse ist in vorliegender Arbeit, inwieweit sich unterschiedliche Blickwinkel auf das gemessene Signal im thermalen Infrarot auswirken. Dies ist für die fernerkundliche Analyse der Tagebaukippen wichtig, da hier starke topographische Unterschiede anzutreffen sind. Das Spektralverhalten einer Oberfläche in Abhängigkeit von der Wellenlänge und der Richtung der gesamten über den Halbraum einfallenden Strahlung wird über den gerichteten hemisphärischen Reflexionsgrad ausgedrückt (KRAUS & SCHNEIDER, 1988; HAPKE, 1993).

Der Einfluß einer variierender Ausrichtung der Oberflächen zum Sensor wurde im Rahmen der Laboruntersuchungen durch Änderung der Einfall- und Ausfallwinkel ( $i$  bzw.  $e$ ) des Reflexionseinsatzes simuliert. Die Meßwinkel betragen zwischen  $10\text{--}50^\circ$ . Das Ergebnis der Untersuchungen mit unterschiedlichen Meßgeometrie ist in Abb. 6.34 dargestellt. Man kann einen deutlichen Reflexionsabfall mit größer werdendem Meßwinkel erkennen (HAPKE, 1993).

Insgesamt ist ein Einfluß erkennbar, der der Beeinflussung durch erhöhte Bodenfeuchte ähnelt. Mit größerem Beobachtungswinkel kommt es zu einer Reflexionsverringern.

Berücksichtigt man die spektrale Auflösung des DAIS 7915 im untersuchten Wellenlängenintervall, ist eine starke Überlagerung der beiden beschriebenen Beeinflussungen zu erwarten. Eine Trennung der beiden Faktoren (Einfallswinkel bzw. Feuchtegehalt) aufgrund des Spektralverhaltens erscheint daher nicht möglich.

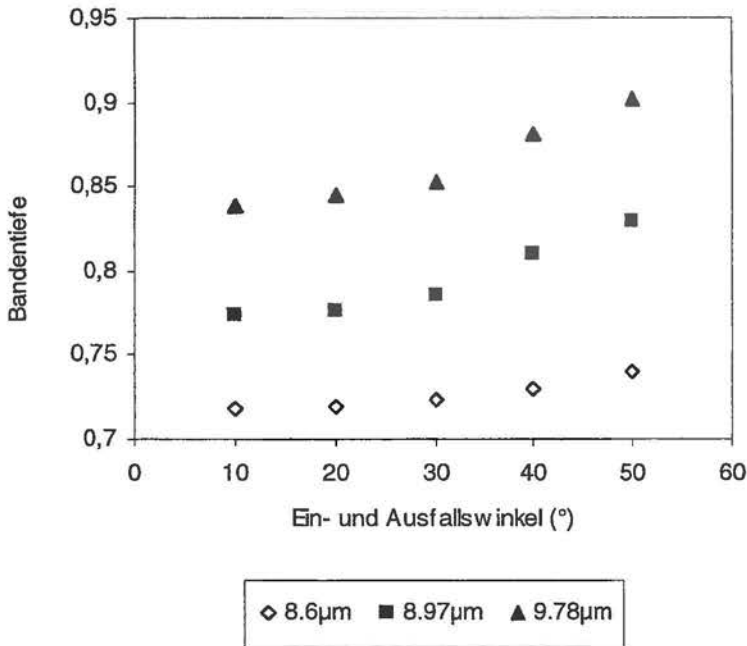


Abb. 6.35: Relative Bandentiefen gegen den Meßwinkel

Analog zu den Untersuchungen einzelner Probenbestandteile wurden die Veränderungen der für Quarz- und Kaolinit charakteristischen Absorptionsbanden analysiert. Das Ergebnis ist in Abb. 6.35 dargestellt. Es zeigt sich ein recht einheitliches Bild. Mit steigendem Meßwinkel ist eine Verringerung aller untersuchten Banden erkennbar. Deutlich wird, daß es sich dabei nicht um einen linearen Zusammenhang handelt. Die größten Veränderungen sind bei relativ großen Winkeln anzutreffen. Bei kleinen Winkeln nimmt der Einfluß ab. Sieht man die Ergebnisse im Zusammenhang mit vorher beschriebenen Erkenntnissen, so wird sowohl die Quarz- als auch die Kaolinitbestimmung (unter Verwendung relativer Bandentiefen) durch die Meßgeometrie beeinflusst.

## 6.5 Diskussion der Ergebnisse

Die in diesem Kapitel dargelegten Untersuchungen beschäftigen sich mit der Frage, inwieweit über eine Analyse des Spektralverhaltens von Originalabraumproben der Tagebaue Espenhain und Zwenkau eine Quantifizierung einzelner Probenbestandteile möglich ist. Bikonische Reflexionsmessungen wurden hierzu vom mittleren bis ins thermale Infrarot aufgezeichnet.

Zur Abschätzung Korngrößenspezifischer Einflüsse sowie Anwendung linearer Mischungsmodelle wurden in einem ersten Schritt grob- und feinkörnige Referenzproben (Quarz, Orthoklas und Kaolinit) betrachtet. Es zeigte sich, daß die Reflexionsspektren grobkörniger Quarz-Orthoklas-Mischungen einer linearen, additiven Mischung der Spektren der Einzelminerale entsprechen. Wird hingegen feinkörniges Material (<63 $\mu\text{m}$ ) in Form von Kaolinit hinzuge-

fügt, sind spektrale Verläufe zu erkennen, die nicht über eine lineare Modellierung beschrieben werden können. Ähnliches gilt für aufbereitete Kippenproben, deren gesamter Mineralbestand  $<63\mu\text{m}$  vorlag. Festzuhalten ist somit, daß bei gegebener Korngrößenverteilung komplexe Streuprozesse innerhalb und außerhalb der Körner zum Reflexionsverhalten beitragen. Die Beschreibung dieser spektralen Reflexionsverläufe bedarf der Einbindung theoretischer Modelle.

Die Analyse von aufbereitem, homogenisiertem Kippensubstrat ( $<63\mu\text{m}$ ) erfolgte als eine Art Vorabtest, um die Möglichkeiten einer Untersuchung der Originalmaterialien abzuschätzen. Starke Korngrößenvariationen konnten so ausgeschlossen werden, wodurch die quantitative Auswertung theoretisch vereinfacht wird. Die Reflexionsspektren der Substrate sind durch ein Spektralmerkmal zwischen 8 und  $9.5\mu\text{m}$  gekennzeichnet. Dieses Merkmal wird als Reststrahlenbande bezeichnet und durch fundamentale Si-O-Si Schwingungen erzeugt. Die Ausprägung der Reststrahlenbande wurde im Hinblick auf eine quantitative Bestimmung der Mineralgehalte betrachtet. Zwei enge Absorptionsbanden bei  $8.6$  und  $9\mu\text{m}$  wurden mit Hilfe eines Kontinuumsalgorithmus erfaßt und mit den zu Referenzzwecken bestimmen Mineralgehalten korreliert. Während die Absorptionstiefe bei  $8.6\mu\text{m}$  in einer linearen Beziehung mit dem Quarzgehalt der Proben steht ( $R^2 = 0.9$ ), zeigt sich ein Zusammenhang zwischen der Bandentiefe bei  $9\mu\text{m}$  und dem Kaolinitgehalt ( $R^2 = 0.9$ ).

Die gewonnenen Erkenntnisse wurden schließlich auf die Originalproben übertragen. Die Untersuchungen der Reflexionsspektren ergaben, daß Merkmale, die für feinkörnige Bestandteile typisch sind, kaum auftreten. Dies ist bemerkenswert, da die Korngrößenanalyse einzelner Proben hohe Anteile von Komponenten  $<60\mu\text{m}$  nachgewiesen hat. Es wird vermutet, daß eine Anlagerung und Kompaktion der Minerale dafür verantwortlich zeichnet. Neben den Banden bei  $8.6\mu\text{m}$  und  $9\mu\text{m}$  trat in den Spektren der Originalmaterialien eine weitere markante Absorption bei  $9.8\mu\text{m}$  auf. Für die originalen Proben konnten starke Korrelationen zwischen der  $8.6\mu\text{m}$ -Bande und dem Quarzgehalt sowie den  $9\mu\text{m}$ - und  $9.8\mu\text{m}$ -Banden und den Kaolinitgehalten beobachtet werden. Die entsprechenden Regressionsgleichungen erlauben somit eine mineralogische Quantifizierung unbekannter Abraump Proben der Tagebaue Espenhain und Zwenkau mit hoher statistischer Genauigkeit (Standardfehler 5.5 bzw. 1 Gew.-%). Sollen die Regressionsgleichungen auf andere Testgebiete übertragen werden, erscheint eine Verifizierung und gegebenenfalls Anpassung der Koeffizienten notwendig.

Ein Vergleich der Untersuchungsergebnisse der originalen und feinkörnigen Proben hat bemerkenswerte Unterschiede geliefert. So kann für die Abraumpkippen auch bei unterschiedlicher Korngrößenverteilung (Originalkörnung bzw.  $<63\mu\text{m}$ ) eine weitgehend konstante Ausbildung der Quarzbande bei  $8.6\mu\text{m}$  beobachtet werden. Die relative Tiefe der Bande reicht für die homogenisierten Proben von 0.81-0.73 und bei den originalen Proben von 0.82-0.72. In beiden Fällen treten vergleichsweise geringe Unterschiede zwischen den Standorten Espenhain und Zwenkau auf. Die Berechnung einer Regression für die gesamte Probenmenge liefert gute Ergebnisse. Die Korrelation liegt für die aufbereiteten Proben ( $R^2 = 0.9$ ) deutlich über dem Wert der Originalproben ( $R^2 = 0.7$ ). Es ist anzunehmen, daß aufgrund der Aufbereitung/Homogenisierung spektrale Unterschiede, die durch die Korngrößen bedingt sind, weitgehend eliminiert werden konnten. Insgesamt erscheint die Ausbildung der Bande bei  $8.6\mu\text{m}$  insbesondere aufgrund fehlender Merkmale der anderen Probenbestandteile relativ konstant. Der Einfluß anderer Komponenten ist vergleichsweise gering.



Für das Mineral Kaolinit hingegen zeigen sich zwischen den homogenisierten und originalen Proben deutliche Abweichungen. Schon im ersten Fall sind Unterschiede zwischen den Regressionengleichungen beider Standorte erkennbar ( $R^2 = 0.89$  bzw.  $0.94$ ), die bei den Originalmaterialien verstärkt auftreten. Gründe für die Unterschiede zwischen den Zwenkauer und Espenhainer Proben sind in den variierenden Anteilen anderer, spektral bedeutender Bestandteile zu sehen. Verstärkt werden die Unterschiede durch variierende Korngrößen der Originalproben. Des Weiteren ist eine Veränderung der Bandentiefen anzumerken. Die relative Tiefe bewegt sich für die homogenisierten Proben zwischen  $0.99$ - $0.77$ . Bei den originalen Materialien treten Werte zwischen  $0.95$  und  $0.53$  hervor. Auch hier werden Einflüsse vermutet, die im Zusammenhang mit der Korngröße der Minerale stehen.

Zur Abschätzung des Einflusses einzelner Probenbestandteile auf die Ausbildung der charakteristischen Quarz- und Kaolinitbanden wurden Mischreihen aus Originalproben-substanz und Illit, org. Kohlenstoff und Pyrit erzeugt. Insbesondere durch erhöhte TOC- und Pyritgehalte ist theoretisch eine Unterschätzung (einige Gew.-%) der tatsächlichen Quarzgehalte - abgeleitet aus der Tiefe der  $8.6\mu\text{m}$ -Bande - möglich. Die Bestimmung von Kaolinit wird ferner auch durch Illit beeinflusst. Es tritt eine Abschwächung der charakteristischen Kaolinitbanden auf, die somit eine Unterschätzung der Mineralgehalte bedingen. Beachtet werden muß jedoch grundsätzlich, daß die Quantifizierung von Quarz- und Kaolinitgehalten über Regressionsgleichungen der Originalproben erfolgte, die eine breite stoffliche Variation aufweisen. Somit sind Auswirkungen auf die Bestimmung von Quarz und Kaolinit erst bei einer merklichen Abweichung der Probenzusammensetzung von den untersuchten Abraumpuben zu erwarten. Ferner sei darauf hingewiesen, daß eine Übertragung der Ergebnisse der Mischreihen auf die Originalproben durch die Homogenisierung der Mischreihen eingeschränkt wird.

Die quantitative Bestimmung weiterer Probenbestandteile wurde untersucht, erbrachte jedoch keine positiven Resultate. Zwar ergab sich zwischen den Pyritgehalten der Mischreihen und einem empirisch definierten Reflexionsindex  $V$  eine hohe Korrelation. Die Einbeziehung der Originalproben führte jedoch zu einer massiven Diskrepanz.

Schließlich wurde die Beeinflussung des Reflexionsverhaltens durch erhöhten Feuchtegehalt sowie durch veränderliche Meßgeometrie abgeschätzt. Beide Faktoren sind im Hinblick auf eine Auswertung der DAIS-Fernerkundungsdaten von Bedeutung. Die natürlichen Gegebenheiten weisen sowohl feuchte Gebiete (z.B. in Senken) als auch variierende Blickwinkel des Sensors zu den Kippen auf. Die Erhöhung des Feuchtegehaltes und die Vergrößerung des Einfallswinkels lassen einen Reflexionsabfall und eine Abschwächung der untersuchten Absorptionsbanden erkennen.

Die Ausführungen haben gezeigt, daß über die Analyse des Spektralverhaltens im thermalen Infrarot eine Quantifizierung der Quarz- und Kaolinitgehalte von originalem Abraump der Tagebaue Espenhain und Zwenkau möglich ist. Damit stehen zwei Parameter zur Verfügung, die im Hinblick auf eine quantitative Erfassung der Tagebaukippen sowie auf stoffliche Veränderungen von Interesse sind. Eine Erhöhung des Informationsgehaltes ist durch die Einbeziehung des reflektiven Spektralbereiches möglich. Empirische Verfahren erlauben hier eine quantitative Analyse des Kaolinit-, TOC-, Kalzit- und Pyritgehaltes von Abraumpkippen (KRÜGER et al., 1998a, 1998b; KRÜGER, 1999; REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998).

## 7 DAIS 7915 Datenauswertung

### 7.1 Allgemeines

In diesem Kapitel werden die Auswertungen und Ergebnisse der abbildenden Spektrometerdaten beschrieben. Betrachtet wurden die unter Kap. 5.1.4 aufgelisteten Datensätze der Braunkohlentagebaue Espenhain und Zwenkau. Ausgangspunkt der Untersuchungen war die Frage, ob die hochauflösenden Fernerkundungsdaten (VIS-TIR) einen Beitrag zur flächenhaften mineralogischen Analyse der Tagebaukippen liefern können. Aufgrund der eingeschränkten Zugänglichkeit der ausgedehnten Abraumkippen fehlen oft umfassende Informationen über die stoffliche Zusammensetzung der Kippenoberflächen. Auf Ursachen und Auswirkungen der Zusammensetzung der Kippenmaterialien kann dabei nur am Rande eingegangen. Dies ist Thema der Arbeit, die von U. Wiegand (UFZ) im Rahmen des Forschungsvorhabens angefertigt wird.

Die in Kap. 6 abgeleiteten Zusammenhänge zwischen der Zusammensetzung der Abraumproben und ihrem Spektralverhalten im TIR dienen als Ausgangsbasis für die quantitative Bestimmung der Mineralgehalte aus DAIS-Daten. Ferner wird auf die Analyse des reflektiven Wellenlängenbereiches (VIS-SWIR) eingegangen, um den bemerkenswerten Informationsgewinn, der sich durch die Kombination der einzelnen Spektralbereiche (VIS-SWIR, TIR) bietet, aufzuzeigen.

### 7.2 Spektralbereich VIS-SWIR II (0.5-2.5 $\mu$ m)

In der Literatur findet sich eine Vielzahl von Arbeiten, in denen mit Hilfe von Fernerkundungsdaten klassische geologisch-mineralogische Untersuchungen im Bereich der Lagerstättenexploration u.ä. durchgeführt werden (GOETZ, 1989; HOOK et al., 1991; KAUFMANN et al., 1991). Diese Anwendungen bilden den Ursprung für Untersuchungen anderer Fragestellungen mit geowissenschaftlichem Bezug. Anthropogen beeinflusste Landschaften wie Minen und Bergbauareale finden seit geraumer Zeit Beachtung. Beispiele liefern u.a. ANDERSON (1980), IRONS et al. (1980), LEGG (1986), PARKS & PETERSON (1987) und RATHORE & WRIGHT (1993). In diesen Untersuchungen wurden satellitengetragene Systeme mit relativ geringer räumlicher und spektraler Auflösung verwendet. Das Hauptaugenmerk liegt in der Erfassung der unterschiedlichen Tagebauabschnitte, der Unterscheidung Tagebau/rekultiviertes Terrain sowie verschiedener Rekultivierungsstadien. Im Rahmen von Untersuchungen der Bergbaufolgelandschaft bei Leipzig, Ronneburg und Aue wurden abbildende Spektrometerdaten (DAIS 7915) eingesetzt und einzelne Halden bzw. Oberflächentypen differenziert (MÜLLER et al., 1996, 1997; ROTHFUß, 1997; BÖHM et al., 1998; REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998). PEARSON et al. (1997) nutzen AVIRIS Spektrometerdaten zur quantitativen Analyse von Kippenabraum in Colorado.

#### 7.2.1 Qualitative Materialunterscheidungen

Als Voruntersuchung zum BMBF-Forschungsprojekt wurde im Rahmen einer Diplomarbeit der Informationsgehalt von reflektiven DAIS 7915 Daten des Tagebaus Espenhain (Aufnahmezeitpunkt 7.7.95) geprüft (REINHÄCKEL, 1996). Ziel der Analysen war darzulegen, ob innerhalb der Abraumförderbrückenkippe spektrale Unterschiede anzutreffen sind und in

welchen Spektralbereichen diese auftreten. Eine Zuordnung etwaiger Variationen zur geochemischen bzw. mineralogischen Zusammensetzung der Kippensubstrate war noch nicht Ziel der Diplomarbeit und aufgrund fehlender analytischer Daten auch nicht möglich. Den Analysen lagen systemkorrigierte, kalibrierte Daten (Einheit: Strahldichte am Sensor in  $(\mu\text{W}/\text{cm}^2 \text{ sr } \mu\text{m})$ ) zugrunde. Eine Atmosphärenmodellierung mit ATCOR sowie die Berücksichtigung geometrischer Verzerrungen (vgl. Kap. 5) erfolgte im Rahmen der Diplomarbeit nicht.

Abb. 7.1 zeigt eine Grauwertdarstellung der DAIS-Daten des Tagebaus Espenhain. Die Angaben hinsichtlich geographischer Ausrichtung und Skalierung stellen eine Näherung dar. Im rechten und oberen Teil der Darstellung erkennt man die Abraumförderbrückenkippe (AFB-Kippe), die sich durch ihre NE-SW gestreckten, rippenartigen Strukturen abzeichnet (Regionen A, B, C). Im nördlichen Teil des Tagebaus ist eine weitgehende Vegetationsbedeckung der Rippen anzutreffen (Region C). Dies läßt auf eine kulturfreundliche Bodenzusammensetzung schließen. Eine mögliche Ursache kann in einer größeren Mächtigkeit der verkippten quartären Horizonte in diesem Abschnitt liegen. Wahrscheinlich gelangte im Zuge des Abbaus ein höherer Anteil dieser Schichten auf die AFB-Kippe und führte zu einer Substratzusammensetzung, die die Ansiedlung von Vegetation unterstützt. Nördlich und südlich der Kippe treten wassergefüllte Randschläuche hervor. Sie wiesen anfänglich pH-Werte von 2-3 auf. Nach GLÄBER (mündl. Mitteilung) sind die Espenhainer Restlöcher inzwischen neutral.

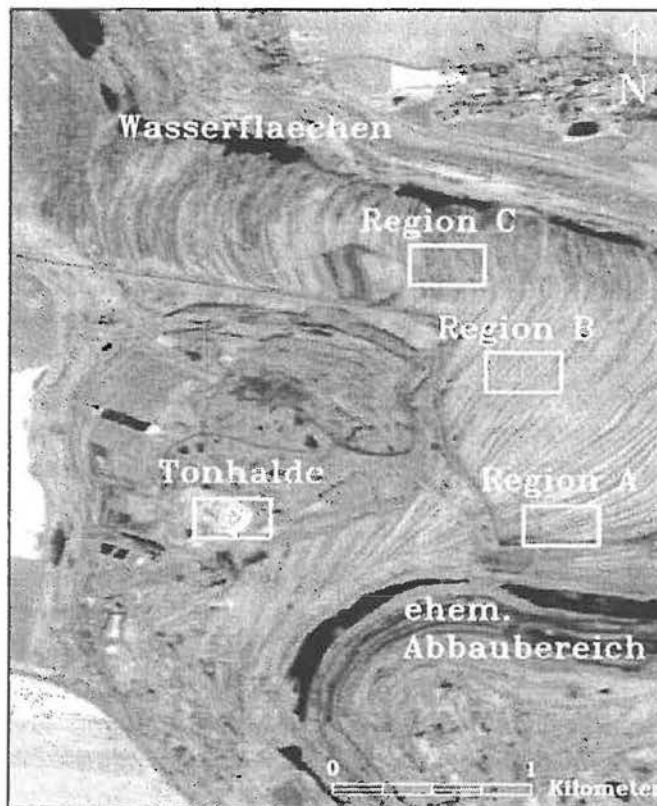


Abb. 7.1: DAIS 7915 Daten vom Tagebau Espenhain mit Lage der Testregionen (Kanal 20, geometrisch nicht korrigiert, Aufnahmezeitpunkt 7.7.1995)

Westlich der AFB-Kippe liegt die Hausmülldeponie Cröbern. Sie ist durch E-W und N-S verlaufende Fahrstraßen von der AFB-Kippe abgegrenzt. Die ovale weiße Fläche im

südlichen Teil der Deponie kennzeichnet eine Tonhalde. Die hier gelagerten konditionierten Tone wurden zur Deponiebasisabdichtung verwendet. Westlich der Deponie trifft man eine landwirtschaftlich genutzte Fläche an, die den bereits rekultivierten Bereich des Tagebaus Espenhain repräsentiert.

### 7.2.1.1 Radiometrische Korrektur der Daten

Die qualitative Untersuchung der Tagebaukippen fand mit Unterstützung von Bodenreflexionsspektren statt, die bei einer Geländekampagne im Mai 1996 mit einem ASD Feldspektrometer des GFZ (Potsdam) genommen wurden. Eine Beschreibung des Gerätes sowie aufgenommener Reflexionsspektren wird bei KRÜGER (1999) vorgenommen. Eine Anbindung der Reflexionsdaten an die Daten des DAIS 7915 (Strahldichtedaten) verlangte eine weitergehende Aufbereitung, da die Fernerkundungsdaten sowohl Informationen über die Erdoberfläche als auch den Atmosphärenpfad aufweisen. Soll ein Vergleich mit relativen Bodenreflexionsspektren stattfinden, ist eine Korrektur der atmosphärischen Einflüsse erforderlich.

Eine atmosphärische Modellierung (vgl. Kap. 5.1) konnte zum Zeitpunkt der Untersuchung aufgrund fehlender atmosphärischer Informationen nicht durchgeführt werden. Die radiometrische Korrektur wurde daher ohne Berücksichtigung der spezifischen atmosphärischen Größen durchgeführt. Scanwinkelabhängigkeiten fanden keine Beachtung. Insbesondere bei großen Scanwinkeln ( $>10^\circ$ ) wird die quantitative Auswertung der gewonnenen Reflexionsspektren eingeschränkt.

Im Rahmen der nachfolgenden Untersuchungen wurde die sogenannte Flat-Field Methode (ROBERTS et al., 1986) zur Korrektur verwendet. Hierbei werden alle Pixel einer Szene durch den Mittelwert einer vorher definierten Referenzfläche dividiert. Die Referenzfläche sollte einen spektral homogenen, flachen Verlauf haben und keine mineralspezifischen Absorptionsmerkmale aufweisen. Ferner sollte das Referenzspektrum ungefähr dem Mittelwert der Szene entsprechen. Die spektrale Charakteristik der verwendeten Fläche (Kraftwerksasche) ist bei REINHÄCKEL (1996) dargelegt.

Nach der Korrektur der DAIS-Daten konnten relative Reflexionsspektren (relativ zur Referenzfläche) aus der Szene gewonnen werden. Für die weitergehende Untersuchung wurden vier Testgebiete (Regionen A-C und Tonhalde, vgl. Abb. 7.1) ausgewählt, zu denen vergleichbare Bodenmessungen existieren. Die gewählten Gebiete liegen in Testgebieten, die bei statistischen Untersuchungen von REINHÄCKEL (1996) auffällige spektrale Variationen innerhalb des SWIR II gezeigt haben. In diesem Wellenlängenbereich treten für Tonminerale charakteristische Merkmale auf (HUNT & SALISBURY, 1970a; HUNT, 1979; GOETZ, 1989).

Abb. 7.2 stellt relative DAIS-Reflexionsspektren im Wellenlängenbereich von 2.0-2.4 $\mu\text{m}$  dar. Es handelt sich zum einen um ungeglättete Mittelwertspektren (dünne Linien) aus 10-15 Pixeln. Die ungeglätteten DAIS-Daten weisen ein Zick-Zack-Muster auf, das auch bei GER-II Daten der EISAC-Kampagne (BODECHTEL et al., 1991) beschrieben wurde (LÖRCHER, 1991). Ferner werden die korrespondierenden Spektren aufgezeigt, bei denen eine Glättung (Mittelwertbildung über 3 Kanäle) durchgeführt wurde (fette Kurven). Bei dieser Glättung muß - wie bei Filterungen jeder Art - beachtet werden, daß die spektrale Interpolation zu Verschmierungen bzw. Verfälschungen der spektralen Signaturen führen kann. Deutlich erkennbar ist in allen Spektren eine auf OH-Minerale (z.B. Tonminerale) zurückzuführende distinkte Absorptionsbande bei 2.2 $\mu\text{m}$  (vgl. Kap. 3.3.1).



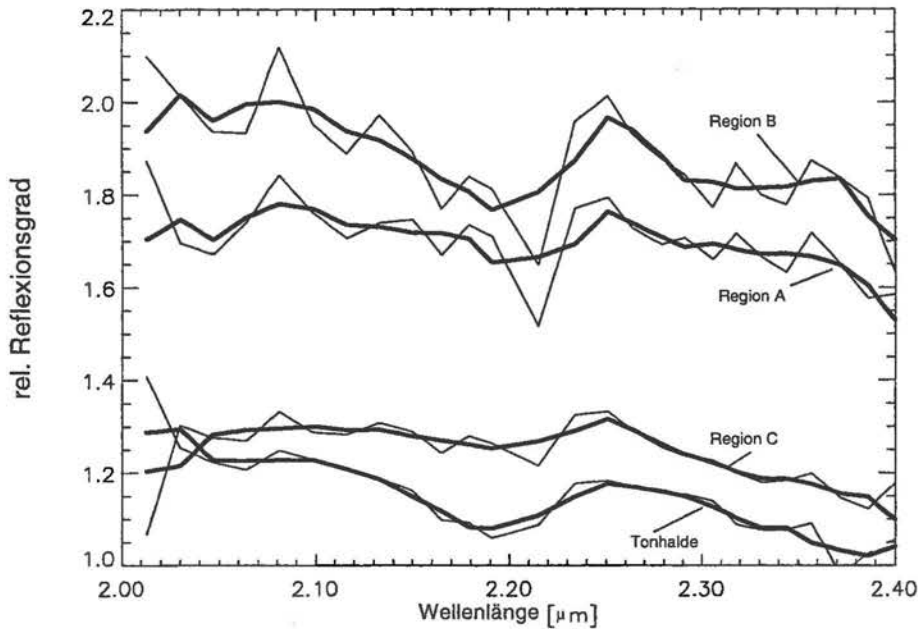


Abb. 7.2: Relative DAIS-Reflexionsspektren im SWIR II, ungeglättet (dünn) und geglättet (fett)

### 7.2.1.2 Vergleich von DAIS- und ASD-Bodenspektren

Die im Wellenlängenbereich des SWIR II lokalisierten spektralen Variationen sind Gegenstand der folgenden Betrachtungen. Aus den DAIS-Testgebieten extrahierte relative Reflexionsspektren wurden auf qualitative Weise mit rel. ASD-Bodenreflexionsdaten (relativ zu Bariumsulfat) verglichen. Die Vergleichbarkeit der Bodenspektren und der DAIS-Daten ist durch zwei Faktoren eingeschränkt. So liegen zwischen dem Überflugzeitpunkt im Juli 1995 und der Geländebegehung Ende Mai 1996 etwa 11 Monate. Es ist aus diesem Grund theoretisch vorstellbar, daß chemische bzw. physikalische Prozesse zu Veränderungen der Oberflächen geführt haben. Als zweiter Punkt ist anzumerken, daß die exakte Position der Bodenmeßpunkte in den Bilddaten nicht bestimmt werden konnte. Es mußte eine ungefähre Lagebestimmung ( $\pm 5-15$  Pixel) vorgenommen werden. Anzumerken ist, daß stichpunktartige Messungen benachbarter Rippen keine auffälligen spektralen Unterschiede aufgewiesen haben.

Betrachtet man die relativen DAIS-Reflexionsspektren (Abb. 7.3) und die Bodenspektren (Abb. 7.4), wird eine hohe Übereinstimmung deutlich. Die Bodenspektren wurden auf die im Labor vermessene spektrale Charakteristik des DAIS angepaßt (spektrale Response-Kurven) und stellen Mittelwertspektren aus jeweils 10-15 Messungen dar.

Die spektralen Merkmale der Abraumkippen werden primär durch die vorliegenden Haupt- und Nebenkomponten bestimmt. Da die Kippen zu rund 65-95% aus im betrachteten Wellenlängenbereich ( $0.4-2.5\mu\text{m}$ ) spektral neutralen Mineralen (Quarz und Feldspäte) bestehen, werden die beobachteten Absorptionsbanden durch die in weitaus geringeren Anteilen vorliegenden Tonminerale und das organische Material verursacht. Die Tonminerale sind verantwortlich für im SWIR beobachtete Banden, die explizit von HUNT & SALISBURY (1970a), HUNT et al. (1973) und HUNT (1979) beschrieben wurden. Organisches Material ver-



ursacht einen konkaven Spektralverlauf im VNIR und eine diagnostische Absorptionskante bei  $2.3\mu\text{m}$  (CLOUTIS, 1989). Pyrit verringert die Albedo und unterdrückt Absorptionsbanden anderer Minerale in der Probe (GEERKEN & KAUFMANN, 1989).

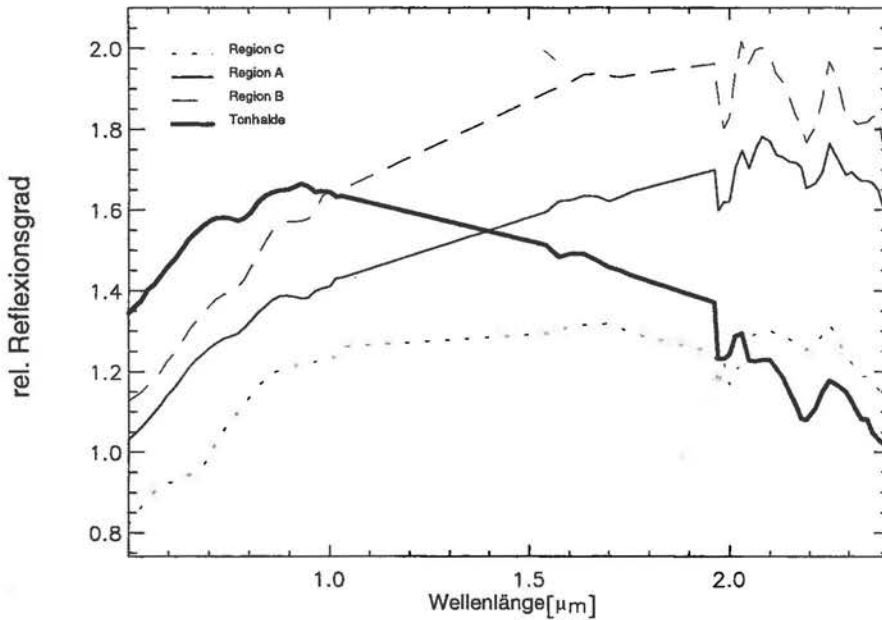


Abb. 7.3: Geglättete relative DAIS-Reflexionsspektren (Mittelwert über 3 Kanäle)

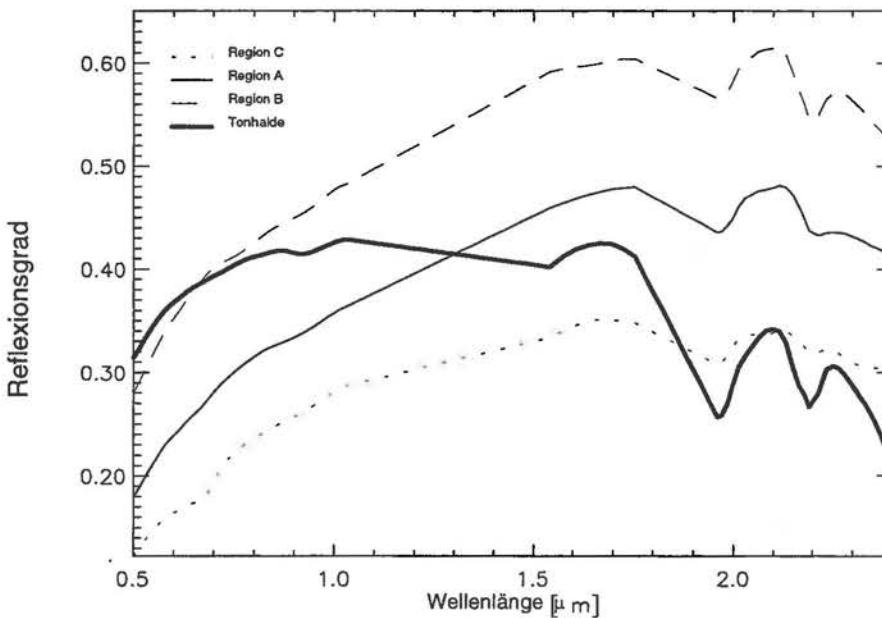


Abb. 7.4: ASD-Bodenreflexionsspektren (angepasst an die spektrale Charakteristik des DAIS)

Zur Verdeutlichung der hohen Übereinstimmung dienen Abb. 7.5 und Abb. 7.6. Sie zeigen die mit Hilfe eines Kontinuumalgorithmus berechneten relativen Absorptionstiefen bei  $2.2\mu\text{m}$ . Der zugrunde liegende Algorithmus ist in Kap. 3.4.1 beschrieben und findet bereits in Kap. 6.4 Verwendung. Anhand der gewonnenen Parameter kann gegebenenfalls eine direkte

Identifikation der Minerale vorgenommen werden (KRUSE, 1988). Das Kontinuum wurde zwischen den Stützstellen der beiden Maxima bei  $2.13\mu\text{m}$  und  $2.23\mu\text{m}$  aufgespannt. Die Mineralabsorption wird auf dieses Kontinuum normiert. An den Fixpunkten der Gerade, d.h. an den Schultern der Absorptionsbande, ergibt sich somit der Wert 1. Für alle Wellenlängenpunkte dazwischen ist er kleiner 1 (ROTHFUß, 1994).

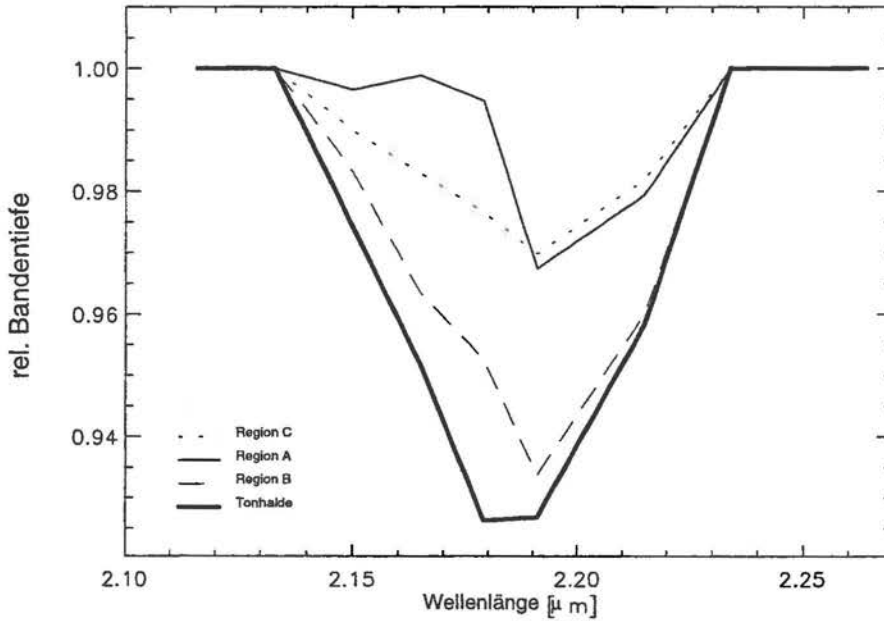


Abb. 7.5: Normierte Kontinuumspektren (DAIS 7915 Daten)

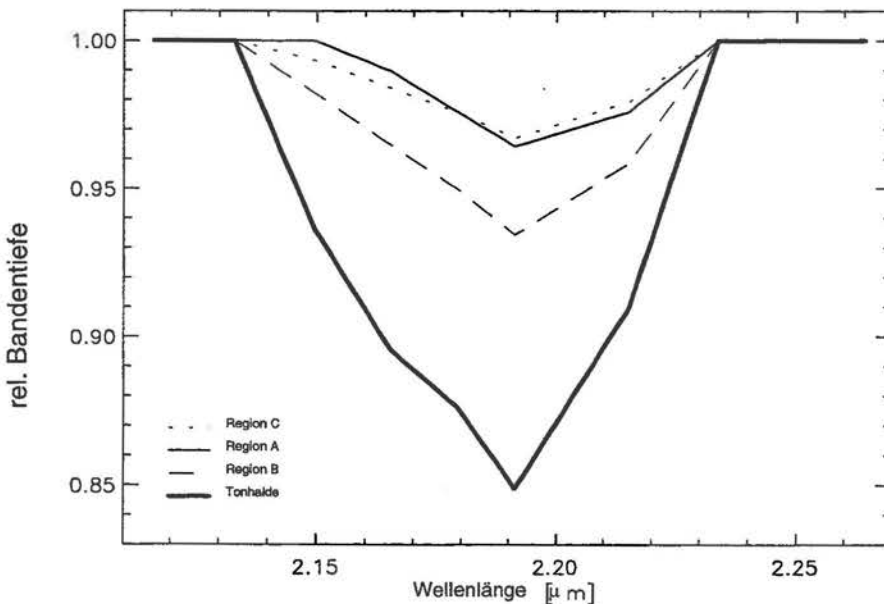


Abb. 7.6: Normierte Kontinuumspektren (ASD-Bodenspektrometerdaten)

Vergleicht man die kontinuumnormierten DAIS-Spektren mit den Bodenspektren, so zeigt sich ein qualitativ sehr ähnlicher Verlauf. In beiden Darstellungen besitzt das Spektrum der Tonhalde die tiefste Bande, gefolgt von Region B. Region A und C zeigen vergleichbar

niedrige Werte. Auffällig ist der in beiden Abbildungen sehr ähnliche Verlauf der Absorptionsbanden der Regionen A und C bei  $2.19\ \mu\text{m}$ .

Deutlich wird, daß die Tiefe der Banden der Bodenspektren in allen 4 Fällen über den vergleichbaren Werten der DAIS-Spektren liegen. Es ist zu vermuten, daß dies u.a. durch die unzureichende Korrektur atmosphärischer Einflüsse (z.B. Scanwinkelabhängigkeiten) bedingt ist. Zudem zeigt das zur Flat-Field Korrektur eingebrachte Referenzgebiet eine schwache Absorptionsbande bei  $2.2\ \mu\text{m}$ , die bei der Korrektur in die DAIS-Daten hineingerechnet wird. Die Tiefe der Banden wird dadurch beeinflusst. Anzumerken ist des Weiteren, daß die Glättung der Spektren Spitzenwerte herausrechnet, die für eine quantitative Auswertung von Bedeutung sind.

Insgesamt zeigen die Untersuchungen, daß die DAIS-Spektrometerdaten eine qualitative Materialdiskriminierung der AFB-Kippe in Espenhain erlauben. Unterschiede lassen sich im für Tonminerale charakteristischen Wellenlängenbereich bei  $2.2\ \mu\text{m}$  erkennen. Eine Aussage, inwieweit die beobachteten variierenden Bandentiefen mit der stofflichen Zusammensetzung in Beziehung stehen, konnte nicht erfolgen. Es ist anzunehmen, daß über die Analyse der Bandentiefe eine Identifizierung und Quantifizierung der Minerale durchgeführt werden kann (BAUGH & KRUSE, 1994). Dies soll Gegenstand der folgenden quantitativen Untersuchungen sein.

### 7.2.2 *Quantitative Materialunterscheidung*

Unter diesem Punkt werden reflexionsspektroskopische Messungen im Spektralbereich von  $0.5\text{-}2.5\ \mu\text{m}$  zur mineralogischen Analyse der Abraumkippen in Espenhain eingesetzt. Die nachfolgend präsentierten Untersuchungen sind Teil einer Arbeit von KRÜGER (1999), die im Rahmen des Forschungsvorhabens „Luft- und bodengestützte spektrometrische Untersuchungen zur Differenzierung reaktiv veränderter Braunkohletagebauegebiete in Mitteldeutschland“ am GFZ (Potsdam) durchgeführt wurde. Ergänzend seien in diesem Zusammenhang die Veröffentlichungen von KAUFMANN et al. (1997), KRÜGER et al. (1998a, 1998b) und REINHÄCKEL & KRÜGER (1998) genannt.

Der Auswertung abbildender Spektrometerdaten (DAIS 7915) gehen Laborspektroskopische Messungen von originalen Geländeproben und Probenmischreihen voraus. Es handelt sich dabei um dieselebn Proben, die in Kap. 6.4 Gegenstand der Spektraluntersuchungen im thermalen Infrarot waren. Die mineralogische Analytik ist dem Anhang (B) zu entnehmen. Die dargelegten Auswertungen schließen sich an vorangegangene qualitative Materialunterscheidungen an. Die dort beobachteten spektralen Variationen im SWIR II ( $2.2\ \mu\text{m}$ ) sollen mit der stofflichen Zusammensetzung in Beziehung gesetzt werden.

#### 7.2.2.1 *Laborspektroskopische Untersuchungen*

Zur Analyse des Spektralverhaltens der Förderbrückenkippen wurde das diffuse Reflexionsvermögen der Geländeproben aus Espenhain mit einem Perkin Elmer Lambda 19 Spektrometer, ausgestattet mit einer Ulbricht-Kugel, gemessen. Die spektrale Auflösung beträgt in dem verwendeten Meßmodus  $\leq 20\text{nm}$ . Die Auswertungen unter diesem Punkt konzentrieren sich auf den Tagebau Espenhain. Weiterführende Analysen, die auch den Tagebau Zwenkau behandeln, finden sich bei KRÜGER (1999).

Nachdem unter Kap. 7.2.1.2 starke Variationen hinsichtlich der Ausprägung der Absorptionsbande bei  $2.2\mu\text{m}$  erkannt wurden, soll die Tiefe dieser Bande nachfolgend Aufschluß über die quantitative Mineralzusammensetzung der Proben liefern. Die Berechnung der relativen Absorptionstiefe  $D$  dieser Bande erfolgte aus den Maxima und dem Minimum über ein lineares Kontinuum (KRÜGER, 1999). Innerhalb vorgegebener Wellenlängenintervalle verläuft die Bestimmung automatisch. Es sei darauf hingewiesen, daß die Skalierung der y-Achse in % erfolgt. Mit steigender Bandentiefe ist ein Anstieg der y-Werte zu erkennen.

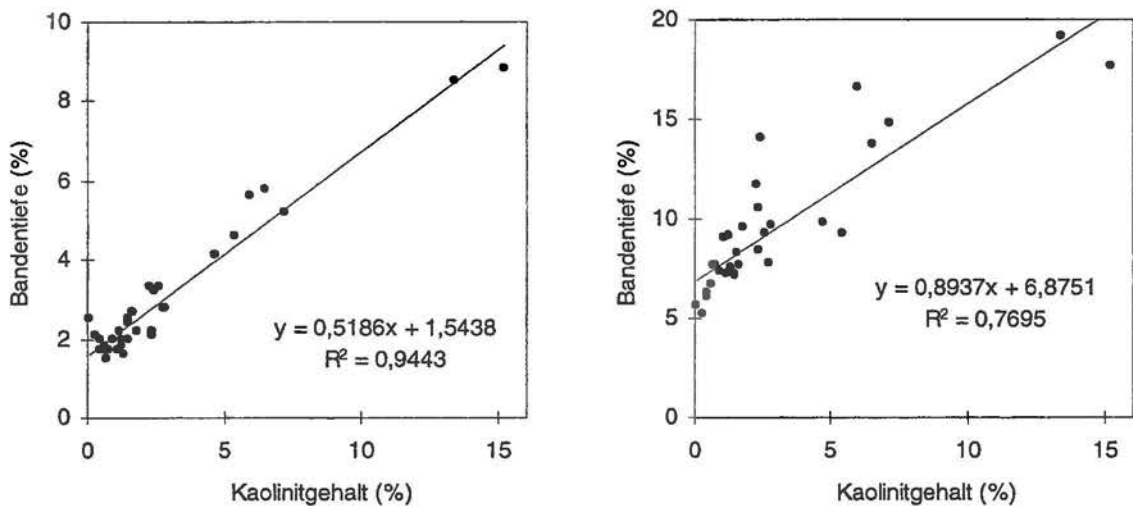


Abb. 7.7: Relative Bandentiefe bei  $2.2\mu\text{m}$  gegen den Kaolinitgehalt der Espenhainer Abraumphproben (links: aufbereitetes Material, Korngrößen  $<63\mu\text{m}$ , rechts: Originalkörnung)

Die relativen Absorptionstiefen  $D$  sind in Abb. 7.7 (rechts) gegen die für Referenzzwecke ermittelten Kaolinitgehalte der originalen Proben aus Espenhain aufgetragen. Es ergibt sich eine gute Korrelation zwischen den Kaolinitgehalten und den berechneten Absorptionstiefen. Über die Regressionsgleichung ist eine Quantifizierung weiterer Proben der Förderbrückenkippe möglich (REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998).

Zum Vergleich dient die linke Darstellung in Abb. 7.7. Hier ist die lineare Regression zwischen den Kaolinitgehalten und der Bandentiefe für aufbereitetes Kippenmaterial aufgezeigt. Ebenso wie für die Untersuchungen im TIR (vgl. 6.4), wurden aufgemahlene Proben (Korngröße  $<63\mu\text{m}$ ) vermessen. Der Einfluß unterschiedlicher Korngrößenverteilungen soll dokumentiert werden. Es zeigt sich, daß bei weitgehend homogenen Korngrößen eine stärkere Korrelation der untersuchten Parameter vorliegt. Das Bestimmtheitsmaß beträgt  $R^2 = 0.94$ , im Gegensatz zu  $R^2 = 0.77$  für die Originalkörnung. Ferner fällt auf, daß die berechnete Bandentiefe bei originalem Material im Vergleich zu aufbereiteten Proben deutlich vergrößert ist. Es ist praktisch eine Verdoppelung der Bandentiefe vorhanden.

Festzuhalten bleibt, daß die Ausbildung der Absorptionsbande bei  $2.2\mu\text{m}$  mit der stofflichen Zusammensetzung der Kippensubstrate korreliert. Mit erhöhtem Kaolinitgehalt ist eine Vertiefung der Bande erkennbar.

Bei KRÜGER (1999) finden sich weitergehende Ausführungen, die eine quantitative Bestimmung des org. Kohlenstoffs (TOC) sowie des Pyrits aus dem spektralen Reflexions-

verhalten der Proben beschreiben und auf die Einflüsse/Störeffekte einzelner Parameter eingehen.

### 7.2.2.2 Quantitative Kaolinitbestimmung aus DAIS 7915 Daten

Die quantitativen Auswertungen der DAIS 7915 Daten basieren auf den beschriebenen laborspektroskopischen Erkenntnissen, nach denen hochauflösende Reflexionsspektren im Spektralbereich des SWIR II (2-2.5µm) eine Analyse des Kaolinitgehaltes erlauben (KRÜGER, 1999). Zunächst wurde eine Anpassung der Laborspektren auf die Spektralkanäle des DAIS vorgenommen (Kanäle 1-72). Anschließend konnte die Beeinflussung der veränderten spektralen Auflösung betrachtet werden (REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998). In Abb. 7.8 ist die lineare Regression zwischen dem Kaolinitgehalt der Espenhainer Proben und der Bandentiefe bei 2.2µm aufgetragen. Die Berechnung der Bandentiefe  $D$  wurde über die DAIS Kanäle 56-57 (Zentrum der Bande) und 49-51 bzw. 59-60 (Bandenschultern) vollzogen. Die Verwendung mehrerer benachbarter Kanäle dient dem Zweck, auftretendes Rauschen zu minimieren.

Das Korrelationsergebnis ( $R^2 = 0.71$ ) macht deutlich, daß infolge der verringerten spektralen Auflösung eine leichte Beeinflussung der Regression zu beobachten ist (vgl. Abb. 7.7). Die statistische Genauigkeit (Standardfehler, vgl. Kap. 6.4.1.2) der Mineralgehaltsbestimmung beträgt  $\pm 1.9$  Gew.-%.

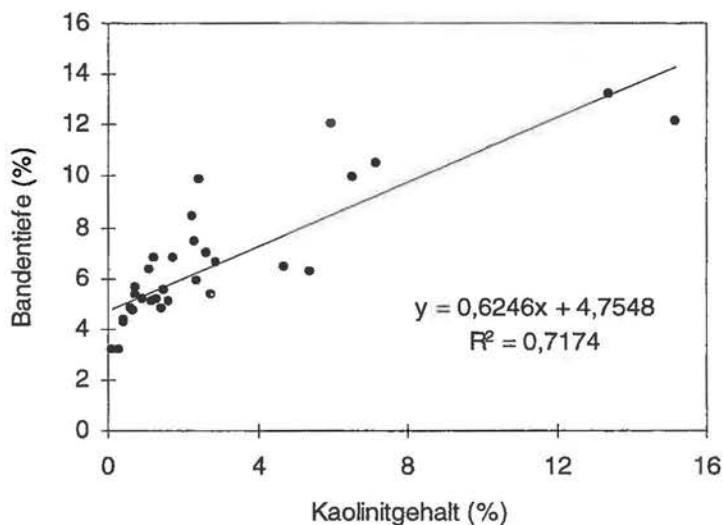


Abb. 7.8: Relative Bandentiefe bei 2.2µm gegen den Kaolinitgehalt der Espenhainer Abraumphproben (Berechnung der Bandentiefe nach Anpassung der Spektren auf DAIS 7915)

Die Übertragung der Ergebnisse auf die Fernerkundungsdaten verlangte eine weitergehende Aufbereitung der DAIS 7915 Daten des Tagebaus Espenhain. Es wurde eine atmosphärische Modellierung mit den in Kap. 5.1.4 aufgelisteten Parametern unter Verwendung des Korrekturprogramms ATCOR durchgeführt. Gleichung 7.1 erlaubt schließlich eine quantitative Analyse der kalibrierten und atmosphärisch sowie geometrisch korrigierten DAIS-Daten. Die relative Bandentiefe  $D$  wird unter Verwendung der o.g. Kanäle bestimmt.



Man erhält durch Auflösung der Regressionsgleichung in Abb. 7.8 nach [Kaolinit] folgenden Ausdruck:

$$[\text{Kaolinit}] = 1,6 D - 7,6 \quad (\text{Gl. 7.1})$$

Abb. 7.9 (rechts) stellt die quantitative Verteilung von Kaolinit für den Tagebau Espenhain dar, berechnet aus Gl. 7.1. Die linke Darstellung dient mit verschiedenen Anmerkungen zur Orientierung. Als Koordinaten sind Gauß-Krüger-Koordinaten angegeben. Die Tonhalde der Deponie Cröbern im mittleren linken Bildausschnitt zeichnet sich am deutlichsten ab. In der Förderbrückenkippe sind variierende Mineralgehalte anzutreffen.

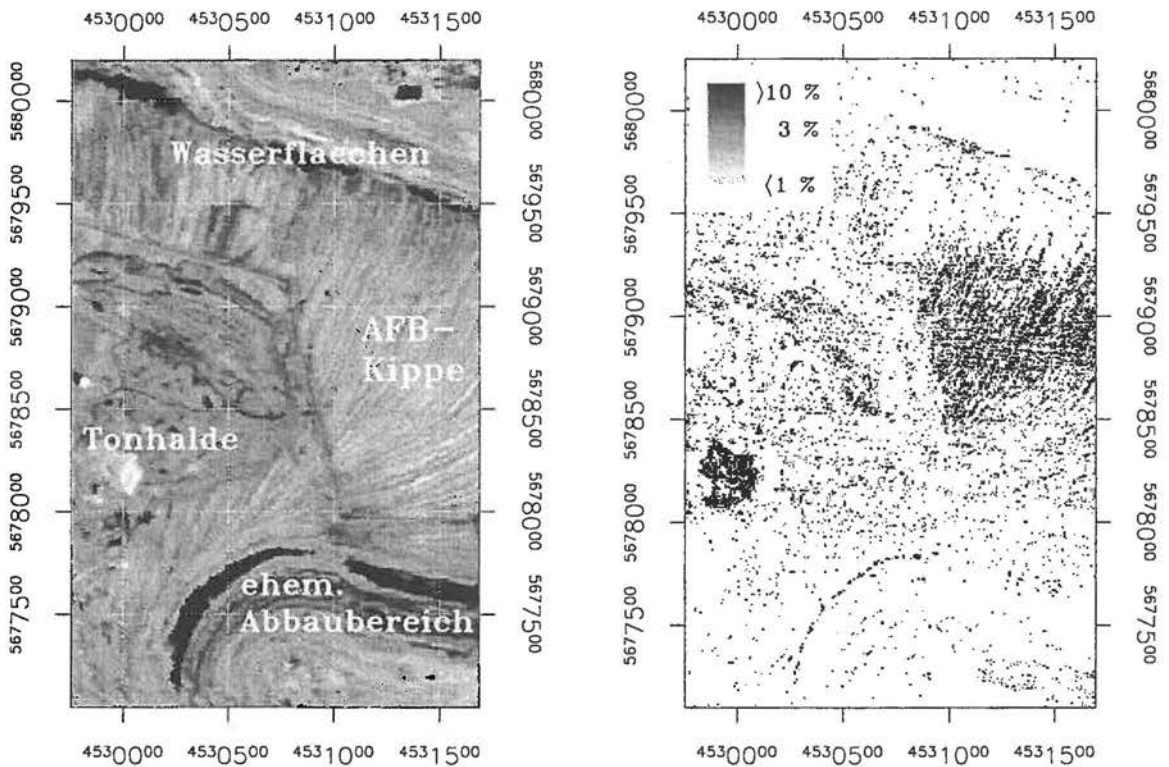


Abb. 7.9: DAIS 7915 Daten des Tagebaus Espenhain (7.7.95), Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Kanal 20 mit Beschreibung verschiedener Oberflächentypen. Rechts: Quantitative Kaolinitverteilung

Betrachtet man die Darstellung der AFB-Kippe von Nord nach Süd, so treten im mittleren Bereich die höchsten Kaolinitgehalte auf. Geringe Gehalte sind im nördlichen und südlichen Teil zu erwarten. Es ist jedoch die Vegetationsbedeckung in vielen Bereichen zu beachten, die eine Analyse des Abraumes verhindert. Die nördlichen, scheinbar kaolinitäreren Kippenbereiche sind von einer dünnen Vegetationsdecke überzogen und verhindern eine Auswertung des Untergrundes. Die Mineralgehalte gelten nur für vegetations- und wasserfreie Regionen. Abb. 7.10 verdeutlicht, in welchen Gebieten Vegetationsbedeckung sowie Wasserflächen anzutreffen sind. Die Diskriminierung basiert auf dem NDVI-Index (engl. *Normalized Difference Vegetation Index*) bzw. einem Ratio aus Kanälen im Sichtbaren und nahen IR (REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998). Der südliche Teil der Förderbrückenkippe ist, da hier keine Vegetationsansiedlung vorhanden ist, tatsächlich kaolinitärmer. Die Mineralgehalte bewegen

sich hier bei <3 Gew.-%, während sie in mittleren Regionen 10 Gew.-% und mehr erreichen. Als Grund für die variierenden Kaolinitgehalte werden die unterschiedlichen Mächtigkeiten der kaolinitführenden Abraumsedimente vermutet. Geochemische Alterationsprozesse wie eine Zersetzung von Kaolinit durch schwefelsaure Wässer können als Ursache ausgeschlossen werden, da die jüngsten Kippenbereiche im Südosten die geringsten Gehalte zeigen.

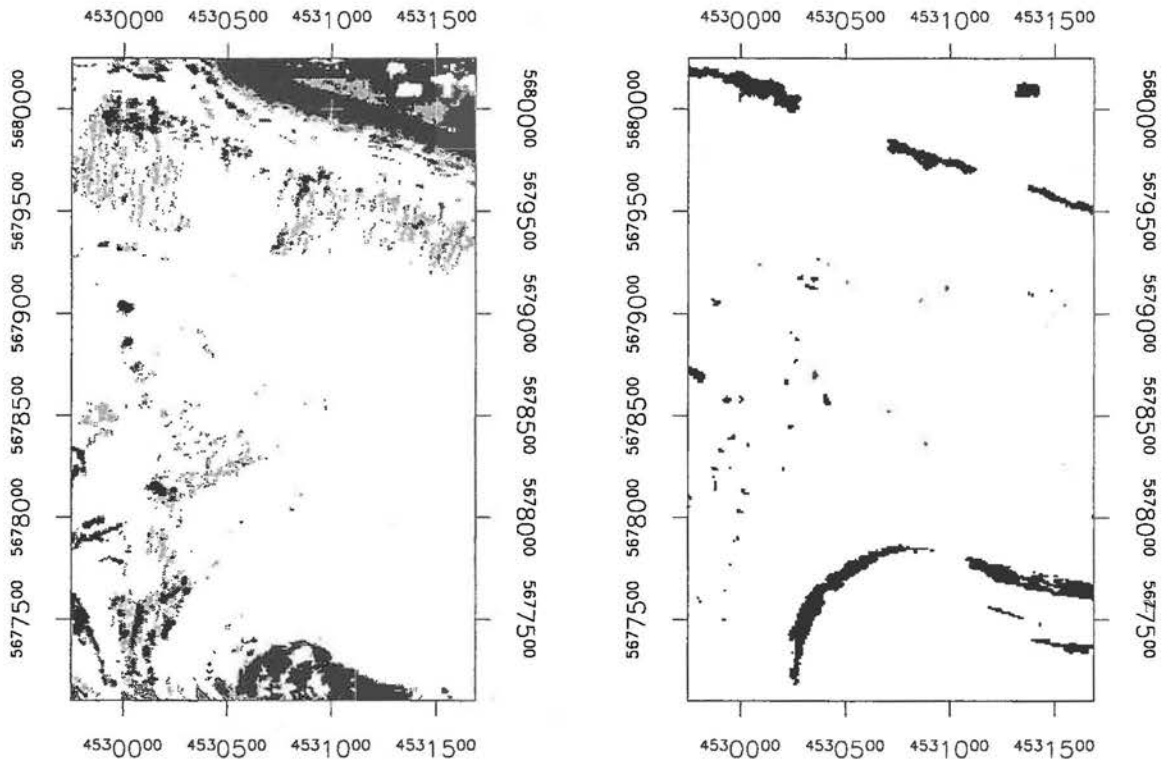


Abb. 7.10: DAIS 7915 Daten des Tagebaus Espenhain (7.7.95), Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Vegetationsbedeckung (weiß: keine Vegetation, grau: spärliche Vegetation, schwarz: dichte Vegetation). Rechts: Wasserflächen (schwarz)

Abschließend kann festgestellt werden, daß die erzielten Ergebnisse die unter Kap. 7.2.1 formulierten Erkenntnisse hinsichtlich einer unterschiedlichen stofflichen Zusammensetzung der dort betrachteten Testgebiete des Tagebaus Espenhain bestätigen. Die beobachteten spektralen Unterschiede im Bereich der Absorptionsbande bei  $2.2\mu\text{m}$  beruhen im wesentlichen auf variierenden Kaolinitgehalten der Kippsubstrate. In der Arbeit von KRÜGER (1999) werden mit vergleichbarer Methodik zudem die Gehalte von org. Kohlenstoff sowie von Pyrit (TB Zwenkau) quantitativ bestimmt. Störeinflüsse werden berücksichtigt und diskutiert.

### 7.3 Spektralbereich TIR (8.6-12.3 $\mu\text{m}$ )

Für die geologische Fernerkundung spielt - wie bereits erwähnt - der Wellenlängenbereich des thermalen Infrarot (8-14 $\mu\text{m}$ ) eine wesentliche Rolle, da spektrale Signaturen Aussagen über die Silikatmineralogie liefern können. Silikate sind mit über 80% am stofflichen Aufbau der Erdkruste beteiligt (MATTHES, 1983).

Erste thematische Anwendungen mit einem flugzeuggetragenen Thermalinfrarotsensor werden Ende der 60er/Anfang der 70er Jahre beschrieben (LYON & PATTERSON, 1966; VINCENT & THOMSON, 1972; LYON, 1972). In jüngster Zeit wurden insbesondere geologische Testgebiete mit dem amerikanischen TIMS-System (PALLUCONI & MEEKS, 1985) befliegen. Dabei konnten vielfältige Untersuchungsgebiete abgedeckt werden, die neben hydrothermalen Alterationszonen, Alluvialfächern auch magmatische Gesteine umfassen. Die Ergebnisse belegen, das mit Hilfe dieser Daten Gesteinstypen und Minerale unterschieden bzw. quantifiziert werden können (KAHLE & ROWAN, 1980; KAHLE et al., 1980; KAHLE & GOETZ, 1983; KAHLE et al., 1984; KAHLE & ALLEY, 1985, 1992; LAHREN et al., 1988; ABRAMS et al., 1991; HOOK et al., 1994). Eine quantitative Abschätzung granitischer Gesteinszusammensetzungen mit TIMS-Daten liefern SABINE et al. (1994). Limitierend wirkt sich häufig die relativ geringe spektrale Auflösung aus. HAUSKNECHT (1997) berichtet über ein hochauflösendes, aktives CO<sub>2</sub>-Lasersystem und verdeutlicht, daß auf diese Weise eine verbesserte Identifizierung einer Vielzahl an Mineralen mit fernerkundlichen Methoden möglich ist. Satellitengetragene Systeme wie die *Heat Capacity Mapping Mission* (HCMM, SHORT & STUART, 1982) sind für vergleichbare Auswertungen eingesetzt worden, verfügen aber vielfach über eine wesentlich geringere räumliche und spektrale Auflösung.

Nachfolgend sollen die Ergebnisse der quantitativen DAIS 7915 Datenauswertungen im thermalen Infrarot beschrieben werden. Auf eine qualitative Materialdiskriminierung wird nur am Rande eingegangen. Eine detailliertere Abgrenzung von Kippenabraum, Wasserflächen und unterschiedlicher Vegetationsdichte, ist bei KRÜGER (1999) aufgeführt.

Die quantitative Untersuchung der Fernerkundungsdaten im Rahmen dieser Arbeit verlangte eine weitere Aufbereitung der aufgezeichneten Thermalinfrarotdaten. Dies soll unter dem folgenden Punkt 7.3.1 erläutert werden. Die sich anschließenden DAIS-Datenanalysen stützen sich weitgehend auf die Ergebnisse der Laborspektrenauswertungen (vgl. Kap. 6.4.2). Hierzu erfolgte eine Anpassung der hochauflösenden Labordaten auf die spektrale Auslegung des DAIS. Ziel der Untersuchungen ist eine flächenhafte quantitative Mineralanalyse der Kippenoberflächen aus den Fernerkundungsdaten. In diesem Zusammenhang seien die Veröffentlichungen von REINHÄCKEL & KRÜGER (1998) und REINHÄCKEL & MÜLLER (1998) genannt.

### 7.3.1 Trennung von Emissionsgrad- und Temperaturinformationen im TIR

Die von der Erde bei einer gegebenen Wellenlänge  $\lambda$  emittierte Strahlung ist eine Funktion der Temperatur  $T$  und des Emissionsgrades  $\epsilon$ . Kann für den betrachteten Wellenlängenbereich von einem praktisch konstanten Emissionsgrad ausgegangen werden (z.B. für Wasser), ist es möglich, die Oberflächentemperatur mit hoher Genauigkeit zu bestimmen (MATSUDA et al., 1987). Weitaus schwieriger ist dies für Landoberflächen, da hier der Emissionsgrad unbekannt ist bzw. kleinräumig variiert. Variationen des Emissionsgrades stehen im Zusammenhang mit der geochemischen Zusammensetzung der Oberfläche (vgl. Kap. 3.3.2). Die von Fernerkundungssensoren aufgezeichnete Oberflächenstrahlung wird jedoch durch die Temperatureffekte der Erde dominiert. Geringe Emissionsgradschwankungen werden aus diesem Grunde maskiert.

Für geologische Auswertungen von Thermalinfrarot-Fernerkundungsdaten werden Verfahren genutzt, die entweder mittels Bildverarbeitung die Emissionsgradunterschiede betonen oder aber Temperatur und Emissionsgrad trennen. Erstgenannte Verarbeitungen dekorrelieren die verschiedenen Bildinformationen (engl. *decorrelation-stretch*) und eignen sich für qualitative

Untersuchungen (GILLESPIE et al., 1984, 1986). Es ist jedoch schwierig, die so prozessierten Daten mit Laborspektren in Verbindung zu setzen.

Zu den Verfahren, die Temperatur und Emissionsgrad quantitativ voneinander trennen, zählen u.a. die Referenzkanal-Methode (KAHLE et al., 1980), die Emissionsgradnormierungs-Methode (REALMUTO, 1990), Alpha- und Log-Residuals (HOOK et al., 1992) sowie das Ratio-Verfahren (WATSON, 1992).

Im Rahmen dieser Arbeit werden die drei erstgenannten Verfahren beschrieben und hinsichtlich ihrer Qualität untersucht. Alle Ergebnisse beziehen sich auf die spektrale Charakteristik des DAIS 7915 und die im Rahmen der Arbeit untersuchten Gegebenheiten. Als Grundlage dienen zum einem Fernerkundungsdaten (DAIS Thermaldaten des Tagebaus Zwenkau), zum anderen Thermalinfrarot-Laborspektren. Dabei sollen sowohl die durch die Prozessierungsverfahren bedingten visuellen Veränderungen der Bilddaten als auch deren Aussagekraft für quantitative Auswertungen aufgezeigt werden. Die Ausgangsdaten liegen als Strahldichten vor, atmosphärische Einflüsse wurden zuvor beseitigt.

Vergleichende Untersuchungen einzelner Verfahren sind bei KAHLE & ALLEY (1992) und KEALY & HOOK (1991, 1993) zu finden. Letztere betrachten spektral stark variierende Materialien und erzielen mit der Alpha-Residual-Methode die besten Resultate hinsichtlich Temperatur- und Emissionsgradbestimmung.

### 7.3.1.1 Verfahren zur Trennung von Emission und Temperatur

Die spektrale Strahlung eines Schwarzkörpers  $L_{bb}$  bei einer Temperatur  $T$  wird, wie in Kap. 5.1.4.2 dargelegt, durch die Planck-Funktion beschrieben. Bezieht man die spektrale Emission von natürlichen Oberflächen ein, erhält man:

$$L_i^{Boden} = \frac{\varepsilon_i c_1}{\lambda_i^5 \pi \left[ \exp \left( \frac{c_2}{\lambda_i T} \right) - 1 \right]} \quad (\text{Gl. 7.2})$$

- mit
- $L_i^{Boden}$  : von der Erdoberfläche bei einer Temperatur  $T$  emittierte Strahldichte ( $\text{W/m}^3 \text{ sr}$ )
  - $c_1$  : Erste Strahlungskonstante mit  $3.74151 \cdot 10^{-16}$  ( $\text{W m}^2$ )
  - $c_2$  : Zweite Strahlungskonstante mit  $0.0143879$  ( $\text{m K}$ )
  - $T$  : Blackbody-Temperatur ( $\text{K}$ )
  - $\lambda$  : Wellenlänge ( $\text{m}$ )
  - $\varepsilon$  : Bodenemissionsgrad
  - $i$  : Kanalnummer

Somit existieren für einen  $i$ -kanaligen Sensor  $i+1$  Unbekannte ( $i$  Emissionsgrade und eine Oberflächentemperatur). Nachfolgend beschriebene Verfahren verwenden unterschiedliche Annahmen, um in Gleichung 7.2 Temperatur und Emissionsgrad zu trennen.

#### 7.3.1.1.1 Emissionsgradnormierungs-Methode

Bei der Emissionsgradnormierungs-Methode (engl. *emissivity normalization method*), die bei REALMUTO (1990) beschrieben ist, werden die Strahldichten jedes Kanals in



korrespondierende Black-Body-Temperaturen umgerechnet, wobei ein szenenabhängiger, maximaler Emissionsgrad (meist zwischen 0.93 und 0.99) festgelegt wird. Der höchste errechnete Temperaturwert wird mit Gleichung 7.2 zur Berechnung der anderen Emissionsgrade verwendet.

### 7.3.1.1.2 Referenzkanal-Methode

Bei der Referenzkanal-Methode (engl. *reference channel method*) handelt es sich um ein Verfahren, daß von KAHLE et al. (1980) entwickelt wurde. Um die unterbestimmte Gleichung 7.2 zu lösen, wird angenommen, daß alle Bildpunkte einer Szene in einem vom Sensor abgedeckten Wellenlängenbereich den gleichen Emissionsgrad aufweisen. Bei Untersuchungen mit dem amerikanischen Thermalscanner TIMS wird in der Regel Kanal 6 (11.65µm) verwendet, dem meist ein Emissionsgrad von  $\epsilon = 0.93-0.99$  zugewiesen wird. Die spektralen Variationen von Gesteinen und Mineralen sind in diesem Wellenlängenbereich als gering einzustufen. Charakteristische Spektralverläufe sind dort allerdings bei Karbonaten anzutreffen (SALISBURY et al., 1991b). Für quantitative Untersuchungen in kalkreichen Gebieten wird deshalb häufig ein Referenzkanal zwischen 10-11µm verwendet. Mit dem in einem Kanal vorgegebenen Emissionsgrad kann zunächst die Temperatur T bestimmt werden. Unter Verwendung von T werden anschließend die verbleibenden Emissionsgrade errechnet.

Die Referenzkanal-Methode ist ein in der Literatur weitverbreitetes Verfahren und wird u.a. bei COLLINS (1989), KEALY & HOOK (1991) und SABINE et al. (1994) verwendet. Eine Erweiterung der Referenzkanal-Methode findet man bei RICHTER (1996). Er führt unter Verwendung der reflektiven DAIS-Kanäle eine Vorklassifikation durch. Den verschiedenen Klassen (z.B. Wasser, Wald, Wiese, Acker) werden aus der Literatur bekannte Emissionsgrade zugeordnet. Anstelle nur eines Emissionsgrads im Referenzkanal erhält man so eine dem Klassifizierungsergebnis entsprechende Anzahl von Werten. Dadurch ist es möglich, in allen Thermalkanälen Emissionsgradinformationen zu gewinnen. Außerdem lassen sich die absoluten Werte bei sinnvoller Vorklassifikation direkt interpretieren.

### 7.3.1.1.3 Alpha-Residual-Methode

Die auf sogenannten Alpha-Residuals basierende Methode wird bei KEALY & GABELL (1990) beschrieben und verwendet zur Trennung von Temperatur und Emissionsgrad - im Gegensatz zu den vorherigen Verfahren - statt der Planck-Funktion die Wien'sche Näherung:

$$L_i^{Boden} = \epsilon_i L_{bb}(\lambda_i, T) = \frac{\epsilon_i c_1}{\lambda_i^5 \pi \left[ \exp \left( \frac{c_2}{\lambda_i T} \right) \right]} \quad (\text{Gl. 7.3})$$

mit  $L_{bb}$  : emittierte Strahldichte eines Schwarzkörpers bei einer Temperatur T

Durch das Vernachlässigen des „-1“-Terms der Planck-Funktion kann die Näherung nach dem Logarithmieren umgeformt und ein temperaturunabhängiger Parameter  $\alpha$  (Alpha-Residual) berechnet werden. Die aus der Verwendung der Wien'schen Näherung



resultierenden Temperatur-Fehler liegen bei 300K und einer Wellenlänge von 10 $\mu$ m bei unter 1% (SIEGAL & HOWELL, 1982).

In einem ersten Schritt wird die Wien'sche Näherung logarithmiert und jede Gleichung mit der Wellenlänge  $\lambda$  multipliziert. Man erhält dadurch folgenden Ausdruck:

$$\lambda_i \ln L_i = \lambda_i \ln \varepsilon_i + \lambda_i \ln c_1 - 5\lambda_i \ln \lambda_i - \lambda_i \ln \pi - \frac{c_2}{T} \quad (\text{Gl. 7.4})$$

Im nächsten Schritt werden die Mittelwerte für das Gleichungssystem berechnet:

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln L_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln \varepsilon_i + \frac{\ln c_1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i - \frac{5}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln \lambda_i - \frac{\ln \pi}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i - \frac{c_2}{T} \quad (\text{Gl. 7.5})$$

Schließlich wird (7.5) von (7.4) subtrahiert, um n Gleichungen ohne die Temperatur T zu erhalten. Dies ergibt:

$$\begin{aligned} \lambda_i \ln L_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln L_i &= \lambda_i \ln \varepsilon_i + \lambda_i \ln c_1 - 5\lambda_i \ln \lambda_i \\ - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln \varepsilon_i - \frac{\ln c_1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i + \frac{5}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln \lambda_i - \lambda_i \ln \pi + \frac{\ln \pi}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i & \end{aligned} \quad (\text{Gl. 7.6})$$

In einem letzten Schritt wird Gleichung 7.6 umgestellt. Dazu werden die Unbekannten auf die linke Seite gebracht und ein neuer, temperaturunabhängiger Parameter  $\alpha$  definiert (Gl. 7.7). Mit dem rechten Teil von Gleichung 7.7 können aus thermalen Fernerkundungsdaten, die in Strahldichten vorliegen, die entsprechenden Alpha-Residuen berechnet werden. Sind dagegen Labor- oder Feldemissionsspektren vorhanden, werden diese mit dem linken Teil von Gleichung 7.7 in Alpha-Spektren umgewandelt. Somit ist ein direkter Vergleich von Labor- und Fernerkundungsdaten möglich.  $K_i$  in Gleichung 7.7 beinhaltet ausschließlich Terme ohne die Strahlungsgröße  $L_i$  und kann aus den Konstanten berechnet werden (KEALY & HOOK, 1993):

$$\lambda_i \ln \varepsilon_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln \varepsilon_i = \alpha_i = \lambda_i \ln L_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln L_i + K_i \quad (\text{Gl. 7.7})$$

Der wesentliche Unterschied zwischen Emissions- und Alphaspektren liegt in den Absolutwerten der Spektren. Dies wird in Abb. 7.11 verdeutlicht, die ein auf das DAIS 7915 angepaßtes gemessenes Emissionsspektrum (dünne Linie) und ein dazugehöriges, unter Verwendung von Gl. 7.7, linker Teil, erzeugtes Alpha-Spektren (fett) darstellt. Das Alpha-Spektrum besitzt den Mittelwert 0. Festzustellen ist, daß bei der Alpha-Residual-Methode für alle Spektren grundsätzlich ein gleicher Mittelwert (Null) angenommen wird.

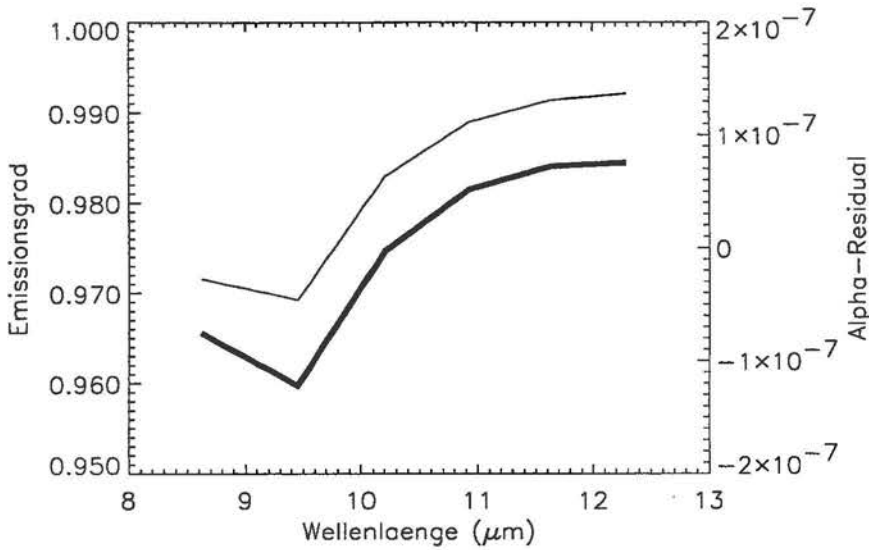


Abb. 7.11: Emissionsspektrum (dünn) und dazugehöriges Alpha-Residual-Spektrum (fett)

Daher liefern die gewonnenen Alpha-Spektren nur Information über den spektralen Verlauf. Für geologische Untersuchungen jedoch, bei denen häufig die Position und Tiefe der Spektralmerkmale, nicht aber die absoluten Werte eine Rolle spielen, ist diese Einschränkung vielfach von relativ geringer Bedeutung.

Es ist jedoch möglich, Alpha-Residuals in Emissionsspektren umzurechnen. Zu diesem Zweck wird der linke Teil von Gleichung 7.7 wie folgt angeordnet:

$$\varepsilon_i = \exp \left[ \frac{\alpha_i + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \ln \varepsilon_i}{\lambda_i} \right] \quad (\text{Gl. 7.8})$$

Der in Gl. 7.8 verwendete Mittelwert von  $\varepsilon$  richtet sich nach dem Spektralverhalten der zu untersuchenden Oberflächen. KEALY & HOOK (1993) zeigen, daß typischerweise Emissionsspektren mit hohen Mittelwerten (z.B. Vegetation) geringe spektrale Variationen aufweisen. Größere Variationen gehen mit geringeren Mittelwerten einher. Mit Hilfe dieser Annahme können Alpha-Residuals in Emissionsgrade umgewandelt werden, wobei jedoch alle so erzeugten Spektren den gleichen Mittelwert besitzen.

Abb. 7.12 verdeutlicht, wie sich Emissionsgradmittelwerte zwischen  $\varepsilon = 0.98$  und  $\varepsilon = 0.99$  auf die resultierenden Emissionsspektren auswirken. Als Vergleich dient das Original-Emissionsspektrum. Der spektrale Verlauf von Laborspektrum und aus Alpha-Residual gewonnenen Spektren (unter Verwendung von Gl. 7.7, linker Teil, und Gl. 7.8) ist sehr ähnlich. Auch stimmen die absoluten Werte bei einem verwendeten Mittelwert von  $M = 0.985$  gut überein.

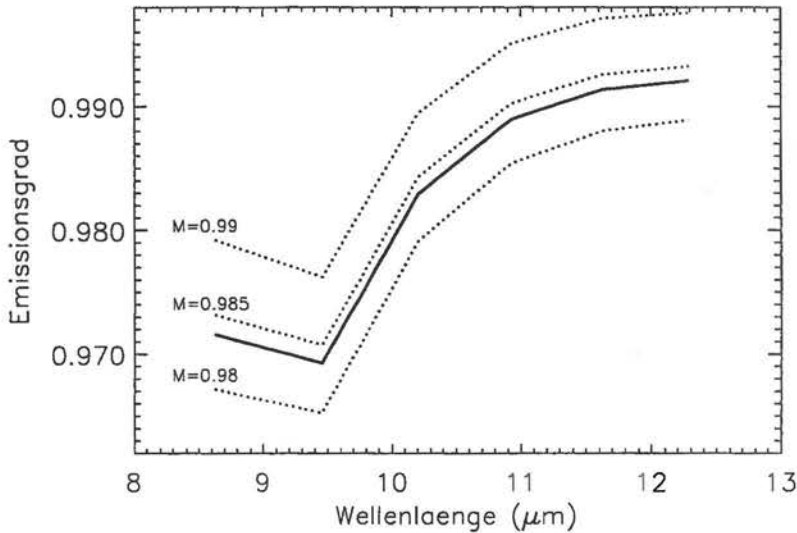


Abb. 7.12: Emissionsspektrum (durchgezogen) und aus Alpha-Residuals resultierende Emissionsspektren (versch. Mittelwerte)

Nachfolgende Untersuchungen sollen die Genauigkeit und Qualität der genannten Verfahren betrachten. Sie sind in zwei Teile untergliedert. Im ersten Teil werden DAIS 7915 Thermal-Bilddaten (Zwenkau, 30.5.96) mit den drei Verfahren prozessiert und gegenübergestellt. Anschließend werden TIR-Laborspektren verarbeitet.

### 7.3.1.2 Prozessierung von DAIS 7915 Bilddaten

Die systemkorrigierten Daten wurden zu diesem Zweck zunächst atmosphärisch korrigiert und lagen als Strahldichten am Boden vor. Ferner erfolgte eine geometrische Korrektur und eine Geokodierung. Die atmosphärische Korrektur wurde mit den unter Kap. 5.1.4 aufgeführten Parametern durchgeführt.

Abb. 7.13 zeigt die unterschiedlich verarbeiteten DAIS-Daten in Kanal 74 ( $8.6\mu\text{m}$ ). Hohe Werte sind in hellen Tönen dargestellt. Das linke Bild wurde mit der Emissionsgradnormierungs-Methode prozessiert, das mittlere mit der Referenzkanal-Methode und das rechte mit dem Alpha-Residual-Verfahren. Die benötigten Informationen über den maximalen Emissionsgrad bzw. mittleren Emissionsgrad entstammen der Literatur. Für das Normierungsverfahren wurde der maximale Emissionsgrad auf  $\varepsilon = 0.97$  gesetzt. Dieser Wert wird bei der bearbeiteten Szene sehr häufig in Kanal 79 erreicht. Damit ähneln die mit dieser Methode berechneten Daten sehr den Ergebnissen der Referenzkanalmethode, bei der alle Bildpixel in Kanal 79 auf  $\varepsilon = 0.97$  fixiert wurden. Bei der Alpha-Residual Methode erfolgte die Umrechnung in Emissionsgrade mit Hilfe eines angenommenen Mittelwertes von  $\varepsilon = 0.95$ .



Abb. 7.13: Emissionsgradbild DAIS-Kanal 74 ( $8.6\mu\text{m}$ ), berechnet aus atmosphärisch und geometrisch korrigierten DAIS 7915 Daten, Tagebau Zwenkau (links: Emissionsgradnormierungs-Methode, Mitte: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode)

Auffällig sind in Abb. 7.13 die großen Ähnlichkeiten zwischen den drei Verfahren und die relativ hohe Grauwert-Dynamik. Innerhalb der Kippe ist eine Differenzierung verschiedener Bereiche durchführbar. Deutlich setzen sich Wasserflächen, die über hohe Emissionsgrade verfügen, in hellen Tönen ab.

Im Gegensatz dazu ist in Abb. 7.14 diese gute Differenzierbarkeit in den beiden linken Datensätzen (Referenzkanal- und Normierungsmethode) nicht erkennbar. Es handelt sich hierbei um berechnete Emissionsgrade in DAIS Kanal 78 ( $11.6\mu\text{m}$ ). Die Daten sind verrauscht und bis auf wenige Ausnahmen sind keine unterschiedlichen Regionen abgrenzbar. Die zwei Darstellungen unterscheiden sich optisch kaum. Das starke Rauschen, das diese beiden Bilder aufweisen, ist auf die Methodik der Verfahren zurückzuführen, bei denen die Temperatur aus DAIS Kanal 79 unter Verwendung eines konstanten Emissionsgrades abgeleitet wird. Rauschmuster in diesem Kanal können durch die Temperaturberechnung auf benachbarte Kanäle übertragen werden (KAHLE & ALLEY, 1992).

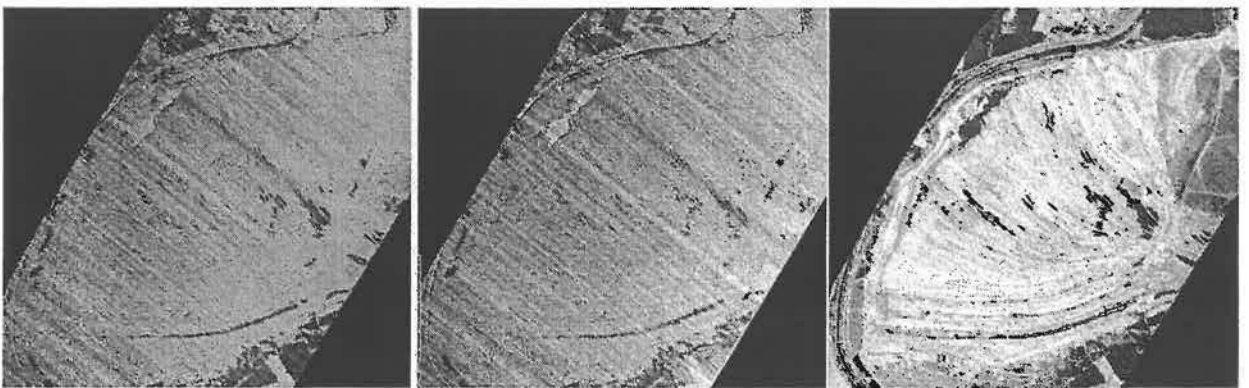


Abb. 7.14: Emissionsgradbild DAIS-Kanal 78 ( $11.6\mu\text{m}$ ), Tagebau Zwenkau (links: Emissionsgradnormierungs-Methode, Mitte: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode)

Im Vergleich dazu erscheint die Prozessierung des rechten Datensatzes, der mit der Alpha-Residual-Methode berechnet wurde, visuell deutlich besser. Rauschmuster sind nicht erkenn-

bar und auch in diesem Kanal sind Unterscheidungsmöglichkeiten innerhalb des Tagebaus möglich.

Für die Normierungs- und Referenzkanal-Methode bleibt festzuhalten, daß Rauschmuster, die in dem als Referenz gewählten Kanal (z.B. Kanal 79) auftreten, in benachbarte Kanäle übertragen werden können. Korrelieren Daten des konstanten Kanals stark mit den benachbarten Kanälen, werden auch die benachbarten Kanäle in Richtung des konstanten Wertes gedrückt und Rauschunterschiede betont. Dies schränkt die Verwendung dieser Daten ein. Außerdem muß beachtet werden, daß durch die Festsetzung eines Kanals auf einen definierten Emissionsgrad die Informationen in diesem Kanal weitgehend verloren gehen. Demgegenüber erhält man bei der Prozessierung mit der Alpha-Residual-Methode Informationen in allen Thermalkanälen. Des weiteren werden Rauschmuster nicht in andere Kanäle übertragen.

Da für quantitative Auswertungen die spektralen Verläufe eine große Bedeutung haben, wurden in den Bilddaten Testgebiete ausgewählt und deren Mittelwertspektren extrahiert. Die Wahl der Gebiete erfolgte interaktiv am Bildschirm und war darauf ausgerichtet, unterschiedliche spektrale Verläufe abzudecken. Zu diesem Zweck wurden Mittelwertspektren (32-68 Pixel) von 4 Kippenmaterialien sowie von Wasser gewählt.

Betrachtet man die Ergebnisse der drei Verfahren (Abb. 7.15), erkennt man eine große Ähnlichkeit der spektralen Verläufe. Es fällt auf, daß in den letzten drei Kanälen sowohl die Normierungs- als auch die Referenzkanal-Methode eine starke Angleichung der Spektren aufweisen. Eine Interpretation der absoluten Emissionsgrade ist – wie bereits erwähnt – nicht möglich.

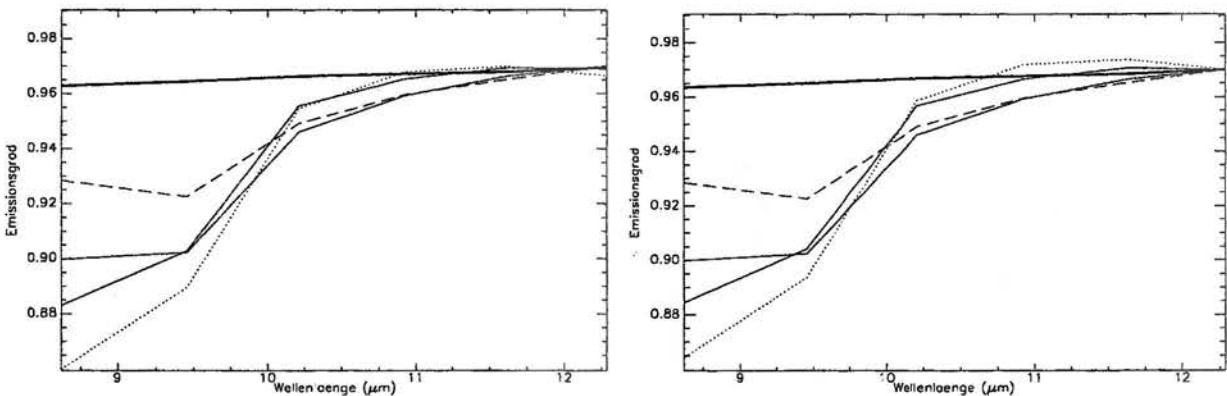


Abb. 7.15: Emissionsgradspektren von 4 Kippensubstraten und Wasser; DAIS-Daten TB Zwenkau (links: Emissionsgradnormierungs-Methode, rechts: Referenzkanal-Methode)

Die große Übereinstimmung der Ergebnisse dieser beiden Verfahren ist auf die spektrale Charakteristik der untersuchten Regionen zurückzuführen. Die unter Punkt 6.4.2 beschriebenen Laborspektren der Kippensubstrate erreichen zwischen 12-13µm ein Emissionsmaximum/Reflexionsminimum. Somit liegt auch bei der Emissionsgradnormierungs-Methode der maximale Emissionswert meistens in Kanal 79.

Die mit Hilfe der Alpha-Residual-Methode gewonnenen Mittelwertspektren sind dagegen in den letzten DAIS-Kanälen trennbar. Sie zeigen die Tendenz, auseinanderzulaufen und sich nicht einem Wert anzugleichen. Unklar ist zunächst, inwieweit es sich dabei um reale



Verläufe handelt oder ob dieser Verlauf durch die Prozessierung bedingt ist. Am Beispiel des Wasserspektrums (fett) erkennt man, daß auch relative konstante Verläufe durch die Verarbeitung eine leichte Steigung erhalten. Ein Vergleich mit den Ergebnissen der Laborspektrenuntersuchung läßt vermuten, daß die Gründe für diese spektralen Verläufe in der spezifischen Datenverarbeitung liegen. Der Mittelwert von Wasser liegt in Abb. 7.16 niedriger als in der vorangegangenen Abbildung durch die Wahl des Mittelwertes.

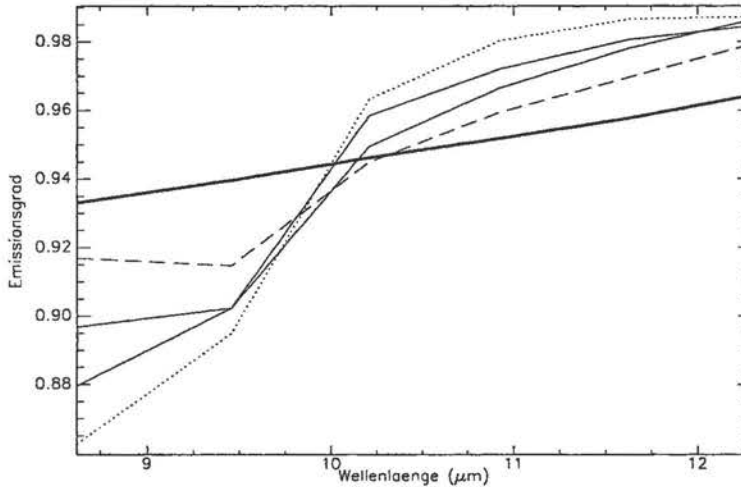


Abb. 7.16: Emissionsgradspektren von 4 Kippensubstraten und Wasser, DAIS-Daten TB Zwenkau, Alpha-Residual-Methode

Drei der vier Kippenspektren sind durch Emissionsminima in Kanal 74 ( $8.6\mu\text{m}$ ) gekennzeichnet. Es folgt ein markanter Anstieg bis Kanal 76 ( $10.2\mu\text{m}$ ), dem sich ein flacher Verlauf bis  $12.3\mu\text{m}$  anschließt. Emissionsminima zwischen  $8\text{--}11\mu\text{m}$  sind ein typisches Spektralmerkmal für Silikate (SALISBURY et al., 1991b). Sie beruhen auf Vibrationen zwischen den Si-O-Si und Si-O-Al Bindungen und werden als Reststrahlenbanden bezeichnet. Position und Ausprägung dieses Merkmals sind u.a. von der Kristallstruktur und der Korngröße abhängig (vgl. Kap. 3.3.2). Emissionsminima treten bei Inselsilikaten bei längeren Wellenlängen auf als bei Gerüstsilikaten. Die spektralen Verläufe der drei genannten Emissionsspektren lassen aufgrund des Minimums bei  $8.6\mu\text{m}$  einen hohen Anteil von Gerüstsilikaten erwarten. Quantitative Analysen der Oberflächenproben (vgl. Kap. 6.4.2) konnten dies bestätigen. Dagegen zeigt das gestrichelte Spektrum ein Emissionsminimum in Kanal 75 ( $9.45\mu\text{m}$ ) und verdeutlicht die Varianz der untersuchten Spektren.

Generell bleibt festzuhalten, daß die Verläufe der mit unterschiedlichen Verarbeitungsmethoden gewonnen Emissionsgradspektren weitgehend übereinstimmen. Die Wahl der jeweiligen Emissionsmittelwerte bzw. Emissionsmaxima hat zudem zu vergleichbaren Absolutwerten geführt. So liegen die Emissionsgrade in Kanal 74 für das gepunktete Kippenspektrum zwischen 0.86 und 0.865. Eine größere Differenz ergibt sich für das Wasserspektrum (0.934–0.963 in Kanal 74). Unklar ist, inwieweit die gute spektrale Trennbarkeit der Spektren der Alpha-Residual-Methode durch die Prozessierung erzeugt wird oder es sich um reale Verläufe handelt. Weitere Untersuchungen sollen daher zeigen, mit welcher Methode die spektralen Verläufe am exaktesten erfaßt werden können, da dies im Hinblick auf quantitative Analyse der DAIS 7915 Daten von Interesse ist. Nachfolgend werden im Labor gemessene Spektren mit den zwei Verfahren prozessiert und analysiert.

### 7.3.1.3 Verarbeitung von Thermal-Laborspektren

Nach Untersuchungen der DAIS 7915 Thermalinfrarot-Bilddaten soll die Qualität der Referenzkanal- und der Alpha-Residual-Methode für die Verarbeitung von Laborspektren dargestellt werden. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse können in eine neuerliche Bewertung der aus DAIS Bilddaten extrahierten Emissionsspektren einfließen und zuvor aufgeworfene Fragen beantworten. Zu diesem Zweck wurden Laborreflexionsspektren unter Verwendung des Kirchhoff'schen Gesetzes (vgl. Kap. 3.3.2.2) in Emissionsspektren umgerechnet. Anschließend erfolgte eine Umwandlung in Strahldichtespektren, wobei eine Oberflächentemperatur von 308K angenommen wurde. Dies kommt den zur Datenakquisition am 30.5.96 herrschenden Bedingungen nahe. Ferner erfolgte eine Anpassung der künstlichen Strahldichtespektren auf die spektrale Charakteristik der Thermalkanäle des DAIS 7915. Bei den Labordaten handelt es sich um 20 Reflexionsspektren der Oberflächensubstrate aus Zwenkau und Espenhain (vgl. Kap. 6.4.2).

Die Auswertungen sollen zeigen, mit welcher Genauigkeit Emissionsgradverläufe aus Strahldichtedaten extrahiert werden können, wenn die einzelnen Proben spektral keine wesentlichen Unterschiede aufweisen. Der Mineralbestand ist relativ homogen und wird durch Quarz, Feldspäte (Albit und Orthoklas) sowie Tonminerale bestimmt (vgl. Kap. 2.3.1). Schließlich erfolgt eine Abschätzung, inwieweit simuliertes elektronisches Rauschen die Qualität der zwei Verfahren beeinträchtigt. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß bei nachfolgenden Darstellungen sowie im Text allgemein von Emissionsgraden gesprochen wird, auch wenn es sich teilweise um aus künstlichen Strahldichtespektren berechnete Emissionsgradspektren handelt.

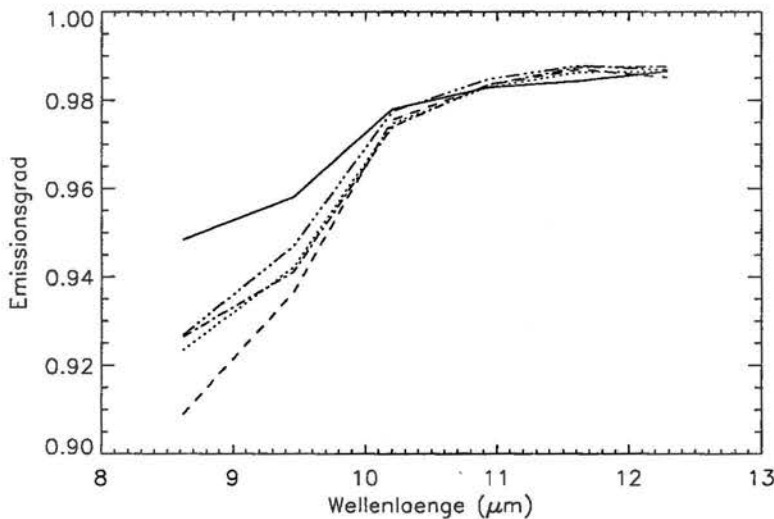


Abb. 7.17: Laborspektren von Kippensubstraten (angepaßt auf DAIS 7915, Umwandlung von Reflexionsgrad in Emissionsgrad mit  $E=1-R$ )

Abb. 7.17 zeigt Emissionsspektren von 5 Kippensubstraten (Proben e1\_0-e5\_0), die unter Berücksichtigung der spektralen Charakteristik des DAIS 7915 aus Laborreflexionsspektren erzeugt wurden. In Abb. 7.18 sind die entsprechenden, aus Strahldichten und mit Hilfe der beiden Verfahren berechneten Spektren dargestellt.

Als konstanter Emissionsgrad in Kanal 79 wurde für die Referenzkanal-Methode der Wert  $\epsilon = 0.987$  verwendet. Der Mittelwert für die Alpha-Residuals wurde auf  $\epsilon = 0.96$  festgelegt. Der visuelle Vergleich der berechneten Spektren läßt eine große Übereinstimmung der Originalspektren mit den Spektren der Referenzkanal-Methode erkennen. Die Alpha-Residual-Spektren weichen insbesondere in den Kanälen 77–79 ( $10.9\text{--}12.3\mu\text{m}$ ) deutlich von den Originalen ab.

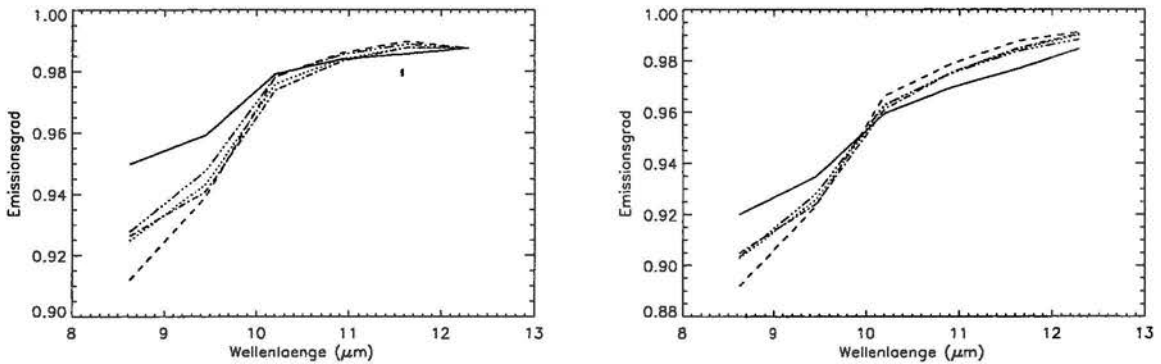


Abb. 7.18: Berechnete Emissionsspektren (links: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode)

Da die resultierenden, absoluten Emissionswerte durch die zuvor gewählten maximalen Emissionsgrade (Referenzkanal) bzw. Mittelwerte (Alpha-Residuals) beeinflusst werden und - je nach Varianz der Proben - zu Fehlern führen können, wird den Absolutwerten keine weitere Bedeutung beigemessen. Auf die Berechnung von prozentualen Abweichungen wurde ebenso verzichtet. Von größerer Aussagekraft erscheinen bei diesen Untersuchungen relative Betrachtungen. Aus diesem Grunde wurden Verhältniswerte (Kanalratios) berechnet, die zur Beurteilung der Qualität der zwei Verfahren herangezogen werden. Als Kanalratios wurden die Kombinationen DAIS Kanal 79/DAIS Kanal 74 ( $12.3\mu\text{m}/8.6\mu\text{m}$ ) sowie K74/K75 ( $8.6\mu\text{m}/9.45\mu\text{m}$ ) gewählt. Die Ausführungen unter Kap. 6.4.2 belegen, daß wichtige Informationen über Quarzgehalte der Spektren bei  $8.6\mu\text{m}$  (K74) liegen. Der Verlauf bei Kanal 75 zeigt teilweise spektrale Variationen im Vergleich zu Kanal 74 und wird aus diesem Grunde miteinbezogen.

Abb. 7.19 und Abb. 7.20 stellen die Ergebnisse der Untersuchungen für die zwei Verfahren dar. Auf der Abzisse sind die Probennummern, auf der Ordinate die Ratiowerte ( $K79/74$ ) aufgetragen. Die aus originalen Laborspektren gewonnenen Ratiowerte (Originalwerte, helle Balken) werden den Werten gegenübergestellt, die mit den unterschiedlichen Verfahren berechnet wurden (dunkle Balken).

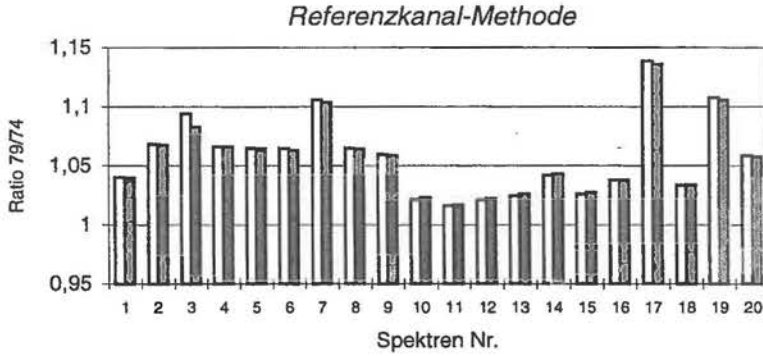


Abb. 7.19: Ratiowerte K79/K74 Referenzkanal-Methode  
(hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren)

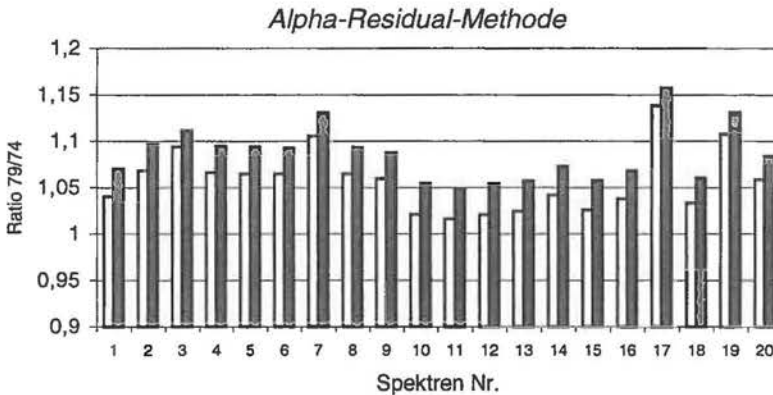


Abb. 7.20: Ratiowerte K79/K74 Alpha-Residual-Methode  
(hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren)

Vergleicht man in Abb. 7.19 die Originalwerte (Ratio K79/K74) mit den Werten der Referenzkanal-Methode, ergibt sich eine hohe Übereinstimmung. Es treten nur geringe Abweichungen auf (z.B. Spektren Nr.3 und Nr.7). Dabei liegen die mit Hilfe des Referenzkanal-Verfahrens gewonnenen Ratios sowohl geringfügig über (z.B. Nr.10) als auch unter den Werten der Originalspektren (z.B. Nr. 7). Aussagen, inwieweit diese Abweichungen mit der Höhe des Ratiowertes zusammenhängen, können aufgrund der begrenzten Probenzahl nicht gemacht werden.

Betrachtet man die Resultate der Alpha-Residual-Methode (vgl. Abb. 7.20) erkennt man bei allen untersuchten Spektren zu hohe Ratiowerte. Dabei zeigt sich, daß die Abweichungen umso höher ausfallen, je kleiner der Ratiowert ist. Eine Interpretation solcher Ratiowerte ist aus diesem Grunde mit Einschränkungen möglich. Ist die Abweichung bekannt, kann der Fehler bei der Auswertung berücksichtigt werden. Für das Ratio K79/K74 zeigt sich, daß die Referenzkanal-Methode genauere Werte erreicht und die spektralen Informationen besser wiedergibt.

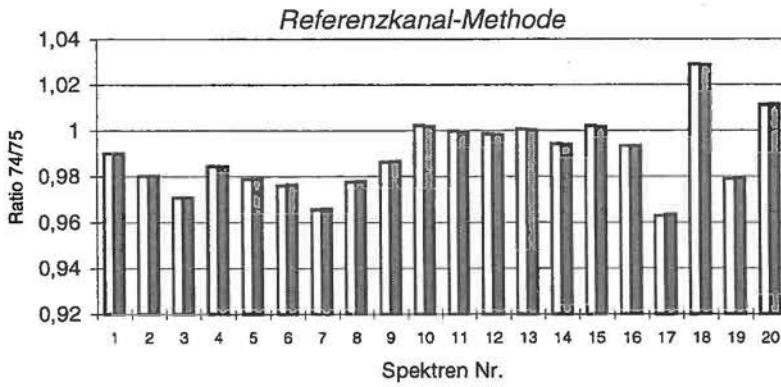


Abb. 7.21: Ratiowerte K74/K75 Referenzkanal-Methode  
(hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren)

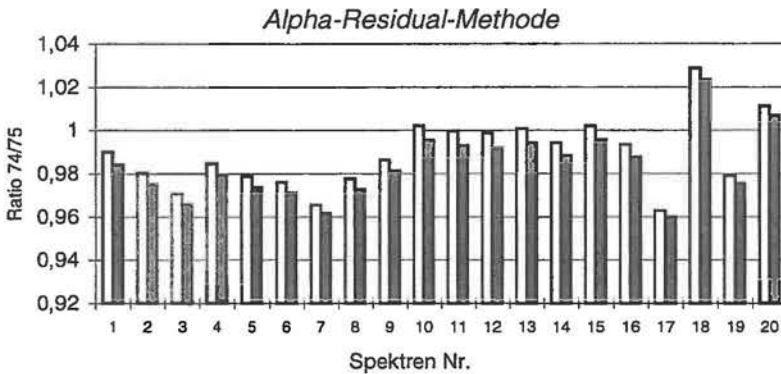


Abb. 7.22: Ratiowerte K74/K75 Alpha-Residual-Methode  
(hell: Originalspektren, dunkel: berechnete Emissionsspektren)

Die Ratiowerte für K74/K75 sind in Abb. 7.21 und Abb. 7.22 dargestellt. Wiederum reichen die mit der Referenzkanal-Methode gewonnenen Ratios sehr nahe an die Originalwerte heran. Dagegen zeichnen sich die Alpha-Residual-Ratiowerte durch zu geringe Werte aus. Im Gegensatz zu den vorherigen Ergebnissen für das Ratio K79/K74 ist die Auswertung dieser Ratiowerte als problematisch anzusehen. Dies wird bei Betrachtung der Resultate für die Spektren mit den Nummern 10,13 sowie 15 deutlich. Im Gegensatz zu den Originalwerten, die alle Werte  $>1$  erreichen, ergeben sich für das Alpha-Residual-Verfahren Werte  $<1$ . Die Alpha-Residual-Werte dieser Proben können somit eine wichtige spektrale Information verlieren.

Bisherige Auswertungen konnten zeigen, daß von den zwei untersuchten Methoden zur Gewinnung von Emissionswerten aus Strahldichtespektren die Referenzkanal-Methode bei den gegebenen Bedingungen genauere Werte liefert als das Alpha-Residual-Verfahren. Wichtige spektrale Informationen, wie sie für Kippenmaterialien der Tagebaue Zwenkau und Espenhain typisch sind, können bei der Alpha-Residual-Methode soweit verändert werden, daß sie als Merkmal verschwinden.



Nachfolgend soll betrachtet werden, inwieweit der verwendete konstante Emissionsgrad in Kanal 79 bzw. der mittlere Emissionsgrad für die Genauigkeit der Berechnungen eine Rolle spielt. Wiederum wurden 20 künstliche Strahldichtespektren mit der Referenzkanal-Methode in Emissionsgrade umgerechnet. Der konstante Wert in Kanal 79 wurde variiert und lag zwischen  $\epsilon = 0.9825$  und  $0.9925$ . Die Variation des Emissionsmittelwertes lag zwischen  $0.95$  und  $0.97$ .

In Abb. 7.23 und Abb. 7.24 sind die Ergebnisse für die berechneten Ratiowerte der Referenzkanal-Methode aufgeführt. Es wird deutlich, daß die in der gewählten engen Variationsbreite verwendeten Emissionswerte keinen großen Einfluß haben (vgl. dazu Abb. 7.19 und Abb. 7.21). Für quantitative Auswertungen von Kanalratios kann daher der gewählte Emissionsgrad in Kanal 79 von den realen Werten geringfügig abweichen. Die Abweichungen liegen auch in diesen Fällen deutlich unter den Abweichungen, die mit der Alpha-Residual-Methode erzielt wurden. Die Veränderungen der Ratiowerte durch Variierung der Emissionsmittelwerte ist in Abb. 7.25 und Abb. 7.26 dargestellt.

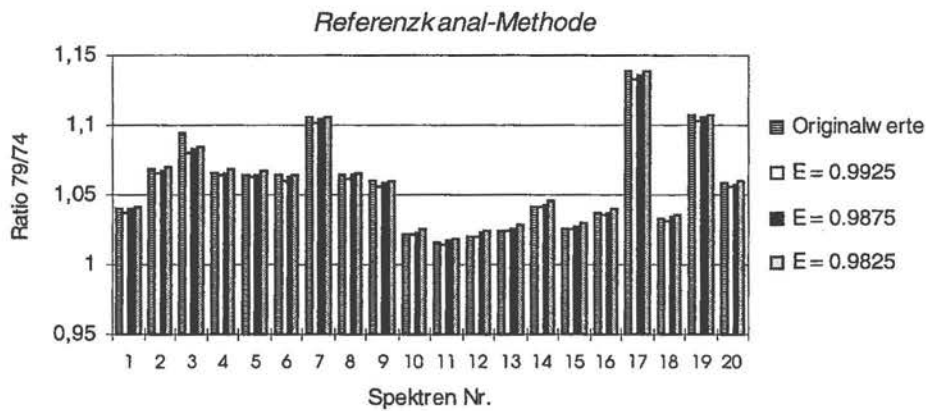


Abb. 7.23: Einfluß verschiedener Emissionsgrade in Kanal 79 auf Ratiowerte K79/K74 (Referenzkanal Methode)

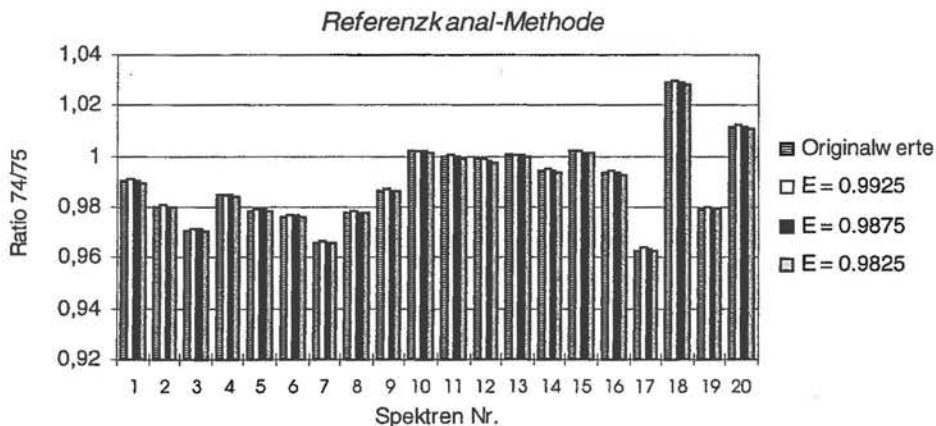
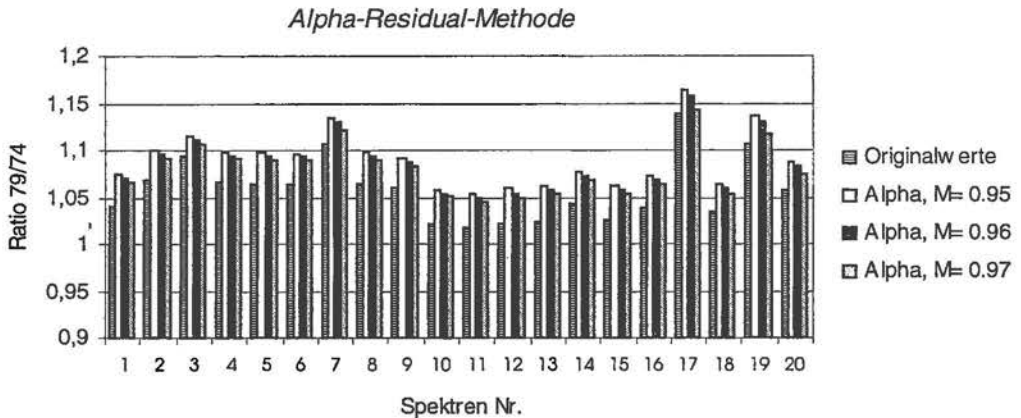
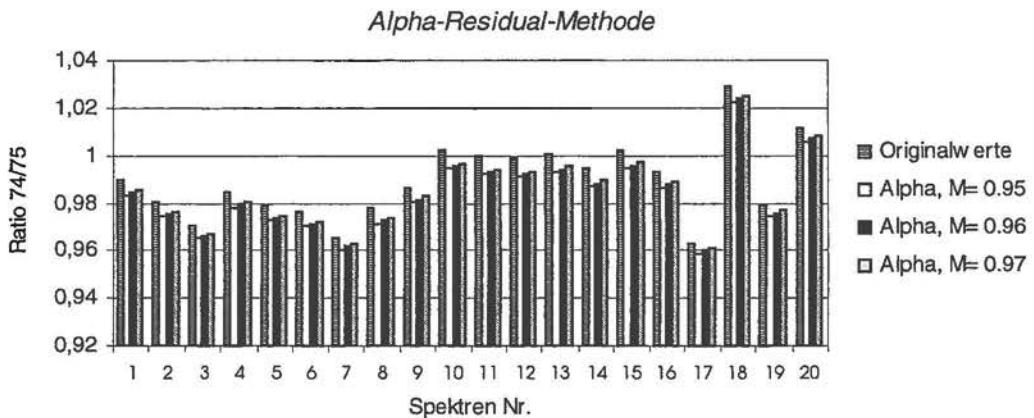


Abb. 7.24: Einfluß verschiedener Emissionsgrade in Kanal 79 auf Ratiowerte Kanal 74/Kanal 75 (Referenzkanal-Methode)

Die Darstellungen der Alpha-Residual-Methode (Abb. 7.25 und Abb. 7.26) weisen einen merklichen Einfluß des gewählten Mittelwertes auf. Mit Zunahme des Mittelwertes nähern sich die berechneten Ratiowerte den Werten der Originalspektren. Alpha-Residual-Spektren mit einem Mittelwert  $>0.97$  wurden nicht berechnet, da in Kanal 78 und 79 vielfach ein Überschreiten des Emissionsgrades 1 zu beobachten war. Der Emissionsgrad liegt jedoch definitionsgemäß zwischen 0 und 1. Werte  $>1$  wurden daher generell auf 1 gesetzt. Damit kommt es zu einer massiven Verfälschung der Ratiowerte. Es bleibt festzustellen, daß auch bei einem Mittelwert von 0.97 die Abweichungen zu den Originalwerten größer sind als bei der Referenzkanal-Methode.



*Abb. 7.25: Einfluß verschiedener Emissionsgradmittelwerte auf Ratiowerte K79/K74 (Alpha-Residual-Methode)*



*Abb. 7.26: Einfluß verschiedener Emissionsgradmittelwerte auf Ratiowerte K74/K75 (Alpha-Residual-Methode)*

Weitergehende Untersuchungen sollen nun ein für das abbildende Spektrometer DAIS 7915 typisches Signal-zu-Rausch-Verhältnis im thermalen IR berücksichtigen. Den Laborspektren wurde vor ihrer Umwandlung in Strahldichtespektren ein Rauschmuster überlagert. Das Rauschen wurde unter IDL (RSI, 1998b) erzeugt und ist durch eine Schwankungsbreite ( $1\sigma$ ) von  $\pm 0.4\%$  gekennzeichnet. Die Stärke des Rauschens wurde in Anlehnung an die radiometrischen Spezifikationen des DAIS 7915 im thermalen IR gewählt (vgl. Tab. 4.1).

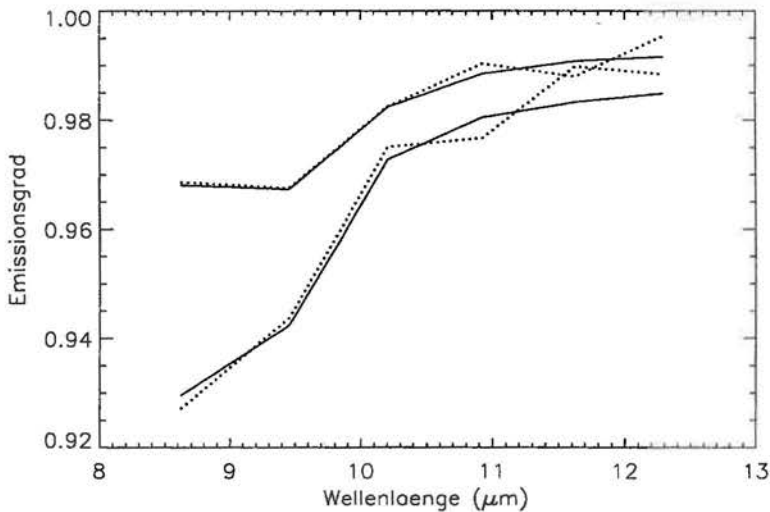


Abb. 7.27: Laborspektren, ohne Rauschen (durchgezogen) und mit überlagertem Rauschen (gestrichelt)

Bei zu erwartenden Temperaturvariationen innerhalb der DAIS-Szene von  $T = 20^\circ\text{C}$  und einem  $\text{NE}\Delta T = 0.1\text{K}$  entspricht dies einem  $\text{SNR}$  von 200:1 oder einer Schwankungsbreite von 0.5%. Abb. 7.27 stellt zwei Laborspektren von Kippenmaterial (durchgezogene Linie) und die mit dem Rauschen multiplizierten Emissionsspektren (gestrichelt) dar. Die Emissionsspektren wurden aus den unter Kap. 6 aufgeführten Reflexionsspektren erzeugt. Es ist offensichtlich, daß das gewählte Rauschen den spektralen Verlauf merklich beeinflusst.

Nach der Umwandlung der „verrauschten“ Emissionsspektren in Strahldichtespektren (mit  $T = 308\text{K}$ ) wurden aus diesen Daten – analog zu den vorherigen Ausführungen – die Emissionsgrade berechnet. Die Darstellung der Ergebnisse erfolgt in bekannter Weise. Es wurden die Kanalratios  $K_{79}/K_{74}$  und  $K_{74}/K_{75}$  gebildet und gegenübergestellt. Vergleichswert ist jeweils das Ratio aus unverrauschten Originallaborspektren.

Die Ergebnisse für das Ratio  $K_{79}/K_{74}$  in Abb. 7.28 zeigen für das Referenzkanal-Verfahren gewisse Abweichungen zu den originalen Labordaten. Im Gegensatz dazu werden die Werte der Alpha-Residual-Methode weniger stark beeinflusst. Sie weichen jedoch weiterhin stärker von der Originaldaten ab.

Betrachtet man Abb. 7.29 (Ratio  $K_{74}/K_{75}$ ), erkennt man, daß auch in dieser Darstellung die Referenzkanal-Methode stärker beeinflusst wird. Die erzielten Ergebnisse beschreiben die Originalwerte oft ungenau. Auffällig ist der Einfluß des Rauschens bei einem Vergleich mit den Ergebnissen der unverrauschten Spektren (vgl. Abb. 7.19). Die Alpha-Residual-Methode dagegen erweist sich im Hinblick auf elektronisches Rauschen als unempfindlicher. Die Ratiowerte kommen vielfach den Originalwerten nahe. Allerdings wird auch in diesem Fall der in den Originaldaten vorhandene Ratiowert  $>1$  (Proben Nr. 10, 13, 15), der wichtige spektrale Informationen liefern kann, fehlerhaft ( $<1$ ) wiedergegeben.

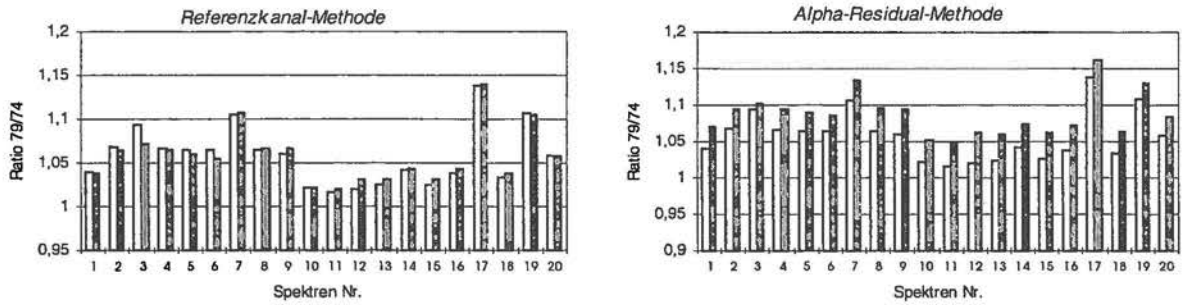


Abb. 7.28: Ratiowerte K79/K74, Originalemissionsspektren (weiß) und berechnete Emissionsgrade (grau) nach Hinzufügen von simulierten Rauschen, Schwankungsbreite  $\pm 0.4\%$ , (links: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode)

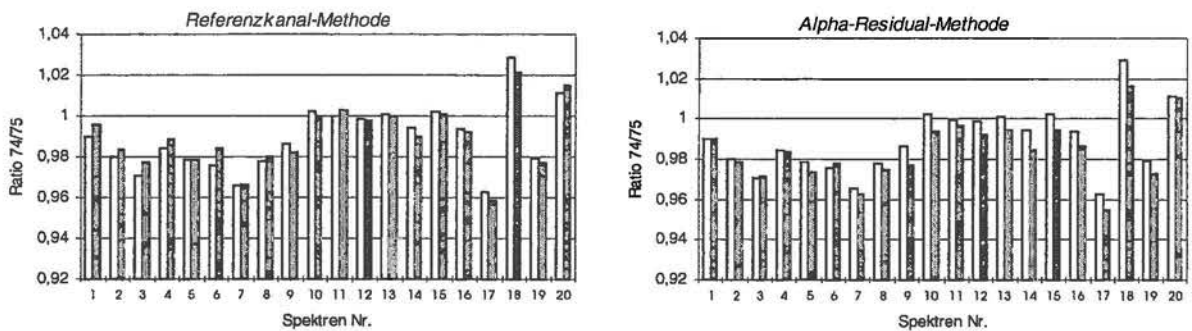


Abb. 7.29: Ratiowerte K74/K75, Originalemissionsspektren (weiß) und berechnete Emissionsgrade (grau) nach Hinzufügen von simulierten Rauschen, Schwankungsbreite  $\pm 0.4\%$  (links: Referenzkanal-Methode, rechts: Alpha-Residual-Methode)

#### 7.3.1.4 Zusammenfassung und Beurteilung der Ergebnisse

Die von der Erdoberfläche emittierte Strahlung ist eine Funktion der Temperatur  $T$  und des Emissionsgrades  $\epsilon$ . Verschiedene Verfahren, die mit Hilfe abweichender Annahmen Temperatur und Emissionsgrad trennen, wurden im Rahmen dieser Arbeit untersucht. Bei den untersuchten Verfahren handelt es sich um die Emissionsgradnormierungs-, die Referenzkanal- sowie die Alpha-Residual-Methode.

In einem ersten Schritt wurden DAIS-Thermalinfrarotdaten mit den einzelnen Verfahren prozessiert. Visuelle Vergleiche belegen, daß Rauschmuster bei den erstgenannten Verfahren vom Referenzkanal in benachbarte Kanäle übertragen werden können. Die extrahierten Mittelwertspektren weisen in Kanal 79 konstante Werte auf. Die Alpha-Residual-Methode dagegen läßt auch in den letzten Spektralkanälen eine gute Differenzierbarkeit zu.

Anschließend wurden aus Laborspektren künstliche Strahldichtespektren erzeugt. Diese Daten wurden hergenommen, um mit Hilfe der Referenzkanal- und der Alpha-Residual-Methode spektrale Emissionsgrade zu gewinnen. Es zeigt sich, daß die spektralen Verläufe durch die Referenzkanal-Methode am genauesten wiedergegeben werden. Wichtige Merkmale können durch das Alpha-Residual-Verfahren verfälscht werden. Der Grund für die

hohe Genauigkeit der Referenzkanal-Methode ist in der weitgehenden Konstanz der Emissionsgrade der untersuchten Laborspektren in DAIS Kanal 79 zu sehen. Die spektralen Variationen fallen hier aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung relativ gering aus. Die Festsetzung des Emissionsgrades in Kanal 79 spiegelt in hohem Maße die realen Verläufe wieder. Die Alpha-Residual-Methode erweist sich als weniger genau. Die Kanalratiowerte weichen nachdrücklich von den Originalwerten ab. Dies muß bei einer Interpretation berücksichtigt werden.

Zusätzlich wurde den Originalspektren ein elektronisches Rauschen (Emissionsgradschwankungsbreite  $\pm 0.4\%$ ) überlagert und somit geringere Signal-zu-Rausch-Verhältnisse simuliert. Die Auswertungen kommen zu dem Schluß, daß die Referenzkanal-Methode durch ein geringeres SNR geringfügig stärker beeinflusst wird als die Alpha-Residual-Methode. Allerdings bleiben die untersuchten spektralen Merkmale – trotz Beeinflussung – bei erstgenannter Methode weiterhin besser erhalten.

Insgesamt wurden mit der Referenzkanal-Methode für die im Rahmen der Arbeit verwendeten Daten bessere Ergebnisse erzielt. Spektrale Merkmale (z.B. Kanalratios) können mit nur kleinem Fehlerbalken abgeleitet und ausgewertet werden. Abnehmende Signal-zu-Rausch-Verhältnisse ( $< 200$ ) beeinflussen die Ergebnisse der Alpha-Residual-Methode jedoch weniger stark als die des Referenzkanal-Verfahrens.

### 7.3.2 *Quantitative Mineralbestimmung*

Die Ergebnisse hinsichtlich der Eignung verschiedener Verfahren zur Trennung von Temperatur und Emissionsgrad aus Thermalinfrarot-Fernerkundungsdaten sind als wichtige Bestandteile der anschließenden Untersuchung der DAIS-Daten zu sehen. Die gewonnenen Erkenntnisse finden bei der Verarbeitung der Bilddaten Berücksichtigung. Zunächst erfolgt jedoch die Auswertung der auf die spektrale Charakteristik des DAIS angepaßten TIR-Laborspektren.

#### 7.3.2.1 *Anpassung der Laborspektren*

Nachdem unter Kap. 6.4.2 gezeigt werden konnte, daß einzelne mineralogische Parameter der originalen Abraumproben aus Espenhain und Zwenkau mit Hilfe laborspektrometrischer Reflexionsmessungen quantifiziert werden können, stellt sich die Frage, inwieweit diese Ergebnisse durch die geringere spektrale Auflösung des DAIS 7915 im TIR beeinflusst werden bzw. ob eine Übertragung der bisher erzielten Ergebnisse auf die Fernerkundungsdaten erfolgen kann. Zu diesem Zweck erfolgte eine Anpassung der Laborspektren auf die Charakteristik der DAIS-Spektralkanäle. Bei diesem als Resampling (engl. *resample*) bezeichneten Verarbeitungsschritt findet eine Integration der Laborspektren über die spektralen Responsefunktionen des Sensors (vgl. Abb. 7.30) statt. Als Ergebnis erhält man 6-kanalige Spektren im Wellenlängenbereich von 8.6-12.3  $\mu\text{m}$ .



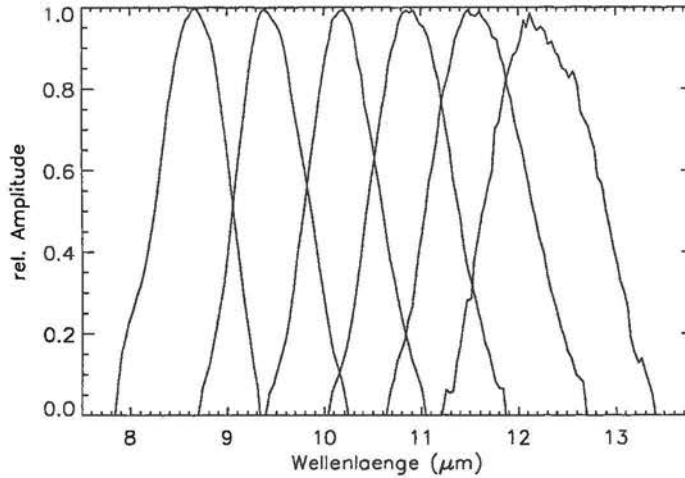


Abb. 7.30: Spektrale DAIS 7915 Responsefunktionen im TIR (Jahr 1996)

In Abb. 7.31 sind die auf das DAIS angepaßten Reflexionsspektren von Oberflächenproben aus Zwenkau dargestellt. Die Spektren sind vertikal um  $R=0.05$  ( $R$ = Reflexionsgrad) verschoben. Man erkennt, daß infolge der relativ breiten Spektralkanäle verschiedene

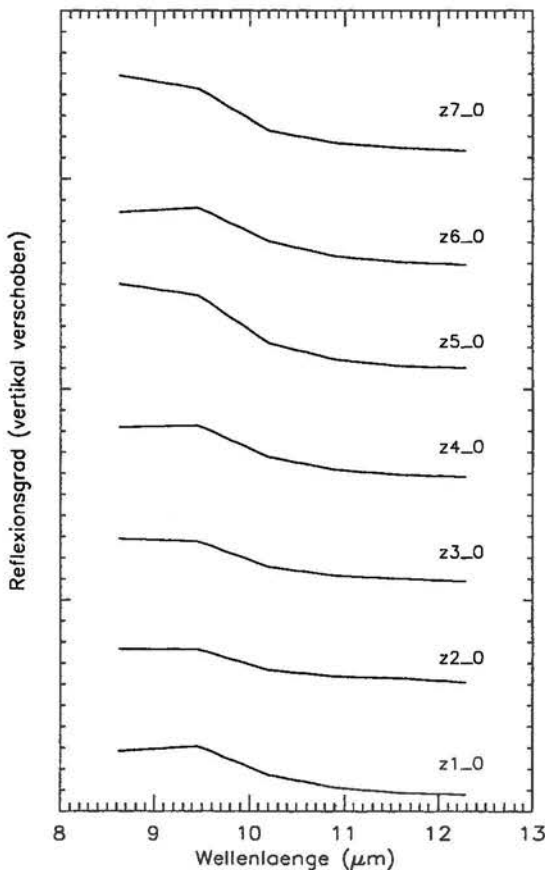


Abb. 7.31: Reflexionsspektren Zwenkauer Abraumpfrobep, angepaßt auf DAIS 7915 (Spektren vertikal um  $R=0.05$  versetzt)

charakteristische Reflexionsverläufe der Labordaten (vgl. Abb. 6.8 und Abb. 6.9) nicht mehr auftreten. Dies gilt beispielsweise für die engen Banden bei  $8.6\mu\text{m}$ ,  $8.9\mu\text{m}$  sowie  $9.8\mu\text{m}$ . Dominierendes Spektralmerkmal ist eine Reststrahlenbande, die sowohl Kanal 74 als auch Kanal 75 stark beeinflusst. Hingegen sind für größere Wellenlängen keine auffälligen Verläufe vorhanden. Der Reflexionsgrad liegt hier nahe 0.01.

Im folgenden wurde untersucht, ob aus den angepaßten Kippenspektren - trotz Reduzierung der spektralen Auflösung - eine Ableitung mineralogischer Bestandteile erfolgen kann. Für alle weiteren Betrachtungen wurden zunächst die Reflexionswerte in Emissionswerte umgerechnet. Dies geschah mit Hilfe des Kirchhoff'schen Gesetzes, welches unter Kap. 3.3.2.2 vorgestellt wurde. Schließlich wurden verschiedene spektrale Parameter definiert und als Funktion der Mineralgehalte aufgetragen (REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998; REINHÄCKEL & MÜLLER, 1998). In Abb. 7.32 sind die linearen Regressionen zwischen dem Kanalratio  $Q$  ( $K74/K78$ )

und dem Quarzgehalt der Proben wiedergegeben. Diese Kanalratio-Kombination liefert sowohl für Zwenkau als auch für Espenhain das höchste Ergebnis ( $R^2 = 0.68$  bzw.  $0.7$ ). Ähnliche Werte zeigt das Ratio Kanal K74/K79. Hingegen resultiert die alleinige Verwendung der Kanalintensitäten in Kanal 74 in einer niedrigeren Korrelation ( $R^2 = 0.64$  bzw.  $0.65$ ). Die Ergebnisse für Espenhain und Zwenkau sind vergleichbar. In beiden Darstellungen geht ein geringerer Ratiowert mit erhöhtem Quarzgehalt einher. Unterschiede weisen jedoch in Abb. 7.32 die Geradengleichungen auf.

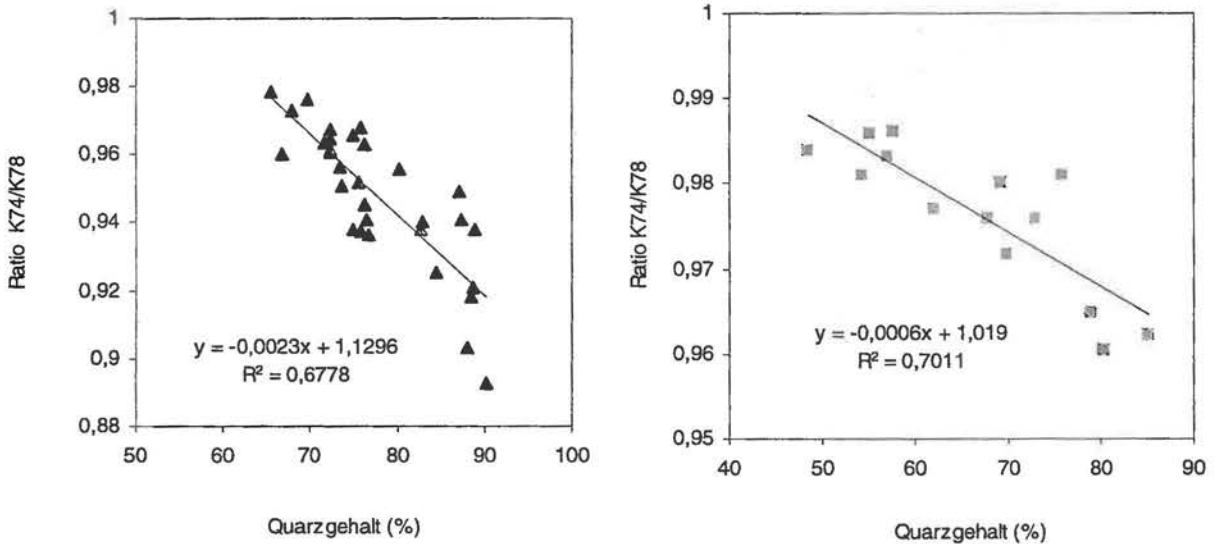


Abb. 7.32: Kanalratio  $Q$  (K74/K78) gegen den Quarzgehalt der Espenhainer (links) bzw. Zwenkauer (rechts) Abraumproben

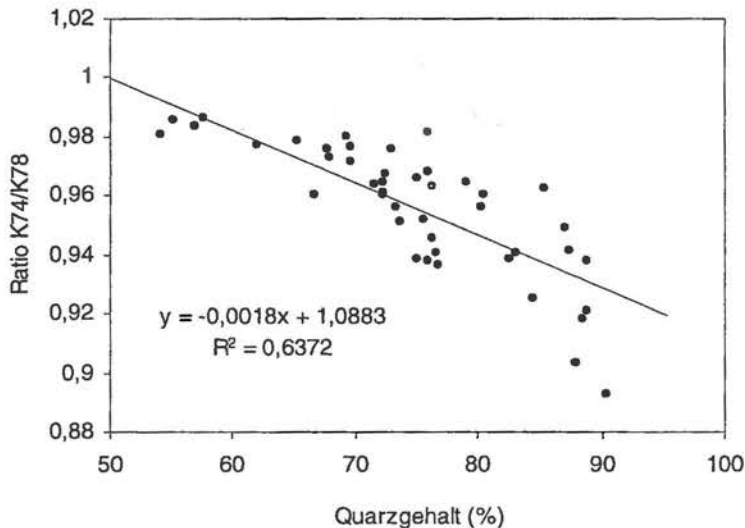


Abb. 7.33: Kanalratio  $Q$  (K74/K78) gegen den Quarzgehalt der Espenhainer und Zwenkauer Abraumproben

Da die Anzahl der Proben für Zwenkau wesentlich geringer ist als für Espenhain, wurde – in Analogie zu den laborspektroskopischen Untersuchungen in Kap. 6 – für die Gesamtheit der

beiden Probenserien eine lineare Regression zwischen den Quarzgehalten und den Kanalratiowerten K74/K78 berechnet. Das resultierende Bestimmtheitsmaß ( $R^2 = 0.64$ ) ist im Vergleich zu den Einzelstandorten geringfügig kleiner. Der Standardfehler beträgt in diesem Fall  $\pm 6.1$  Gew.-%, während er für die Einzelstandorte  $\pm 4.2$  Gew.-% (Espenhain) bzw.  $\pm 6.4$  Gew.-% (Zwenkau) beträgt. Über die Regressionsgleichungen ist eine quantitative Bestimmung des Quarzgehaltes unbekannter Proben aus TIR-Reflexions-/Emissionsspektren mit spektraler Auflösung des DAIS und unter Berücksichtigung des angegebenen statistischen Fehlers durchführbar.

Damit kann festgestellt werden, daß auch die relativ breiten Spektralkanäle charakteristische spektrale Merkmale der Kippenproben erhalten und spektrale Parameter zur quantitativen Auswertung der Proben abgeleitet werden können. Die Korrelationsergebnisse machen deutlich, daß DAIS Kanal 74 ( $8.6\mu\text{m}$ ) wichtige Informationen hinsichtlich des Quarzgehaltes aufweist. Dieser Kanal deckt die Reststrahlenbande ab, die wesentlich von Quarz dominiert wird. Durch die Einbeziehung des Reflexions- bzw. Emissionsgrades in Kanal 78 bzw. 79 werden in erster Linie Schwankungen der Reflexionshöhe (Offset) ausgeglichen. Sollen die Ergebnisse auf andere Testgebiete übertragen werden, erscheint im Hinblick auf abweichende stoffliche Zusammensetzungen bzw. Variationen der Korngrößenverteilung eine Überprüfung der Regressionskoeffizienten notwendig.

Es ist zudem anzumerken, daß die Verwendung der Regressionsgeraden zur Analyse unbekannter Proben auf den hier untersuchten Konzentrationsbereich bzw. ähnliche Zusammensetzungen beschränkt ist. Wasser und Vegetation zeichnen sich beispielsweise durch einen weitgehend flachen Reflexions-/Emissionsverlauf aus. Für diese Materialien ergäbe sich ein Kanalratiowert  $Q$  von nahe 1. Die Übertragung der Regressionsgeraden in Abb. 7.32 auf diese Oberflächen würde einen abgeleiteten Quarzgehalt von rund 55% (Espenhain) bzw. rund 35% (Zwenkau) ergeben. Dies ist offensichtlich nicht korrekt. In beiden Untersuchungsgebieten werden sowohl Wasserflächen als auch Vegetation angetroffen. Die Anwendung der Korrelationsergebnisse ist jedoch auf den angegebenen Wertebereich sowie Materialien vergleichbarer Zusammensetzung beschränkt.

Die Einflüsse anderer Probenbestandteile auf das Spektralverhalten der Abraumproben wurden in Kap. 6.4.2 eingehend betrachtet. Es konnte dort festgestellt werden, daß erhöhte Gehalte von TOC, Illit etc. in der Regel eine Unterschätzung der tatsächlichen Quarzgehalte bewirken können. Die Beeinflussungen, die sich für das Kanalratio K74/K78 ergeben, werden in analoger Form unter Punkt 7.3.2.3 diskutiert. Dort werden neben den durch einzelne Probenbestandteile bedingten Einflüssen weitere Störeffekte und deren Auswirkungen behandelt.

Die Analyse weiterer mineralogischer Bestandteile aus den Reflexionsspektren wurde untersucht, indem Kanalkombinationen und -intensitäten als Funktion der Mineralgehalte aufgetragen wurden. Es konnten jedoch keine auffälligen Korrelationen festgestellt werden. Die unter Kap. 6.4.2 dargelegten Verfahren zur Quantifizierung von Kaolinit und - mit Einschränkung - Pyrit konnten für die angepaßten TIR-Spektren nicht erfolgreich angewendet werden. Ursache dafür ist, daß die engen, charakteristischen Banden der hochaufgelösten Labordaten in den angepaßten Spektren nicht erkennbar sind. Zudem erfassen die DAIS-Kanäle, die den Absorptionsbanden am nächsten liegen, auch Spektralmerkmale, die - im Gegensatz zu Quarz in Kanal 74 - von anderen Probenbestandteilen mitbestimmt werden.

Die Ausprägung des Transparenz-Merkmals steht nur in aufbereiteten Proben (feinverteilter Kaolinit) über das Kanalratio K78/K79 in einer linearen Beziehung mit dem Kaolinitgehalt.

Für die Originalproben konnte aufgrund des sehr schwachen Merkmals (vgl. Abb. 7.31) keine starke Korrelation gefunden werden. Der charakteristische Spektralverlauf pyrithaltiger Materialien bei 7.5 bis 8µm wird durch die Spektralkanäle des DAIS 7915 nicht abgedeckt und verhindert daher eine diesbezügliche Auswertung.

In Anlehnung an Kap. 6.4.2.1 wurde auch für die auf DAIS angepaßten Reflexionsspektren der SAM-Algorithmus angewendet. Als Testspektren standen die Spektren aus Espenhain und Zwenkau zur Verfügung. Ein 6-kanaliges Reflexionsspektrum von grobkörnigem Quarz (vgl. Abb. 6.4) wurde als Referenz definiert. Untersucht wurde die Korrelationen zwischen den Quarzgehalten der Proben sowie den SAM-Winkelunterschieden der Laborspektren.

Abb. 7.34 stellt die linearen Regressionen für Espenhain (links) und Zwenkau (rechts) vor. Die Espenhainer Daten weisen eine hohe Korrelation auf ( $R^2 = 0.72$ ), während für Zwenkau ein geringer Wert ( $R^2 = 0.53$ ) vorliegt. Damit zeigt sich der bei den hochaufgelösten Spektren anzutreffende Trend. Allerdings fällt das Ergebnis für Zwenkau besser aus als bei den Untersuchungen der hochauflösenden Laborspektren (vgl. Abb. 6.20). Durch die Anpassung auf die spektrale Auflösung des DAIS werden scheinbar spektrale Merkmale überdeckt, die die Regression negativ beeinflussen. Weiterhin kann der hohe Anteil der Bestandteile Kaolinit und Pyrit der Zwenkauer Proben als Ursache für die im Vergleich zu Espenhain schwächere Regression gelten.

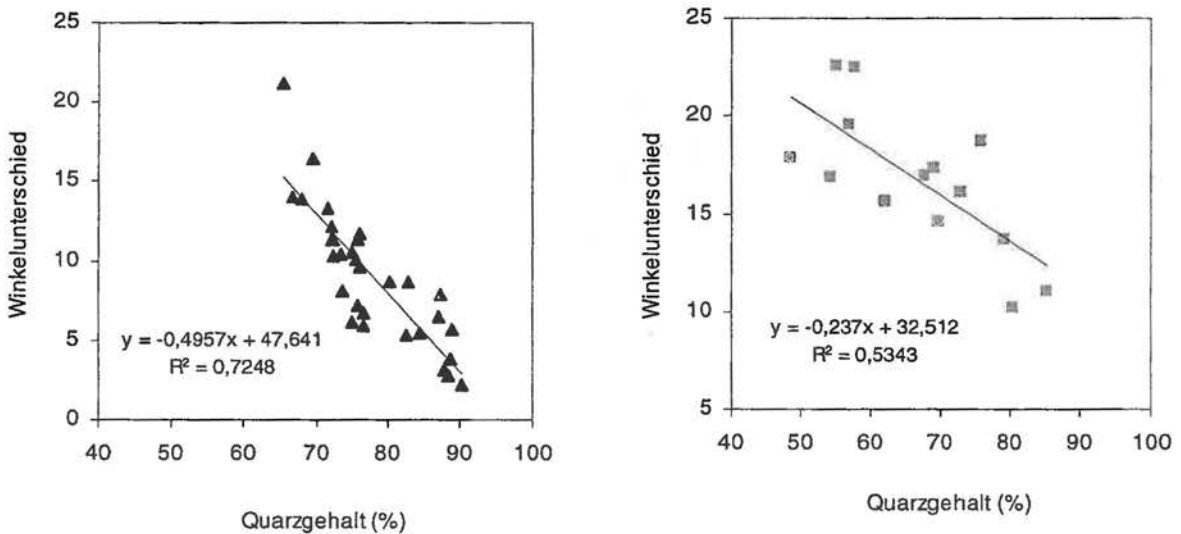


Abb. 7.34: Winkelunterschied  $\alpha$  gegen den Quarzgehalt der Espenhainer (links) und Zwenkauer (rechts) Abraumprouben (Winkelunterschied zwischen Quarz-Referenzspektrum und Kippenabraum-Testspektren)

Eine Ableitung der Quarzgehalte aus der Regression ist für Espenhain möglich, während die geringe Probenmenge und die auftretenden Schwankungen eine Anwendung des Verfahrens auf die Daten aus Zwenkau erschweren. Grundsätzlich erscheint der Algorithmus zur quantitativen Analyse von Reflexionsspektren nur mit Einschränkung geeignet. Der untersuchte Parameter (Winkelunterschied) wird durch einzelne stoffliche Komponenten offenbar stärker beeinflusst als ein Parameter, der nur einzelne Kanäle abgreift (z.B. Kanalratiowerte).

In bestimmten Fällen können jedoch Ergebnisse erzielt werden, die über eine qualitative Betrachtung hinausgehen.

### 7.3.2.2 *Ableitung quantitativer Quarzgehalte aus DAIS 7915 Daten*

Die vorangegangenen Untersuchungen und Datenverarbeitungsschritte bilden die Grundlage der finalen DAIS-Datenverarbeitung. Das Ziel ist eine flächenhafte quantitative Mineralanalyse der Tagebaukippen aus fernerkundlich aufgezeichneten DAIS 7915 Daten.

Dargelegt werden konnte, daß die spektrale Definition der DAIS TIR-Kanäle eine Bestimmung der Quarzgehalte von Kippenabraum der Tagebaue Zwenkau und Espenhain ermöglicht. Ferner konnte gezeigt werden, daß weitere Substratbestandteile nur mit Hilfe hochauflösender spektroskopischer Verfahren bestimmbar sind. Auf die Trennung von Temperatur und Emissionsgrad in Thermalinfrarotdaten ist unter Punkt 7.3.1 eingegangen worden. Die Genauigkeit unterschiedlicher Verfahren hinsichtlich einer Ableitung spektraler Parameter wurde dargelegt und analysiert. Das beste Ergebnis liefert für untersuchte Spektren das Referenzkanalverfahren, das im weiteren Verlauf Verwendung findet.

Die folgenden quantitativen Untersuchungen wurden mit DAIS 7915 Daten vom 30.5.96 durchgeführt. Diese Auswahl hat verschiedene Gründe:

So liegen für beide Tagebaue von diesem Tag Aufnahmen vor. Es kann damit von einer praktisch identischen Datenqualität ausgegangen werden, Veränderungen der Hardware (z.B. der Detektorempfindlichkeit) sind weitgehend ausgeschlossen. Ferner sind die atmosphärischen Einflüsse vergleichbar. Positiv ist anzumerken, daß vor und während der Datenaufzeichnung gute meteorologische Verhältnisse herrschten (KRÜGER, 1999). Der letzte Niederschlag lag mehrere Tage zurück. Aufgrund hoher Lufttemperaturen sowie langer Sonnenscheindauer konnte - bis auf einzelne feuchte Senken - eine weitgehende Abtrocknung der obersten Kippenhorizonte stattfinden.

Die Ableitung der Mineralgehalte aus DAIS 7915 TIR-Daten basiert auf den Ergebnissen der Korrelationsrechnungen unter vorangegangenem Punkt. Die Mineralbestimmung soll durch eine Übertragung der Regressionsgleichungen von den Laborspektren auf die Fernerkundungsdaten erreicht werden. Eine ähnliche Methodik findet sich bei BAUGH & KRUSE (1994) und wird ferner bei den Auswertungen der DAIS-Daten im SWIR II eingesetzt (REINHÄCKEL & KRÜGER, 1998). Voraussetzung für diesen Ansatz ist, daß eine direkte Vergleichbarkeit der Daten (gleiche physikalische Einheiten usw.) gegeben ist. Ferner spielen die Auswahl repräsentativer Geländeproben (Originalmaterial, Proben aus versch. Rippenbereichen etc.) sowie gleiche Meßverfahren eine Rolle. Nur dann ist eine Anwendung der Ergebnisse von Labormessungen auf Fernerkundungsdaten möglich. Auf die verwendeten Meßverfahren und die damit verbundene Problematik soll nachfolgend eingegangen werden.

In Kap. 3.3.2.2 wurde gezeigt, daß die Reflexion natürlicher, undurchsichtiger Körper mit Hilfe des Kirchhoff'schen Gesetzes in spektrale Emission umgerechnet werden kann (und umgekehrt). Auf diese Weise können fernerkundlich aufgezeichnete Daten (Emission) und Laborreflexionsmessungen verglichen werden. Hierfür bedarf es der Verwendung direktional-hemisphärischer Reflexionsspektren. Bei den im Rahmen dieser Arbeit gemessenen Reflexionsspektren handelt es sich um bikonische Messungen (vgl. Kap. 6). Die Unterschiede zwischen bikonischen und hemisphärischen Spektren sind in Kap. 6.2.3 erläutert. Es treten



Abweichungen hinsichtlich der absoluten Reflexionswerte auf, während der spektrale Verlauf weitgehend unbeeinflusst bleibt.

### DAIS 7915 Datenverarbeitung und -auswertung im thermalen Infrarot

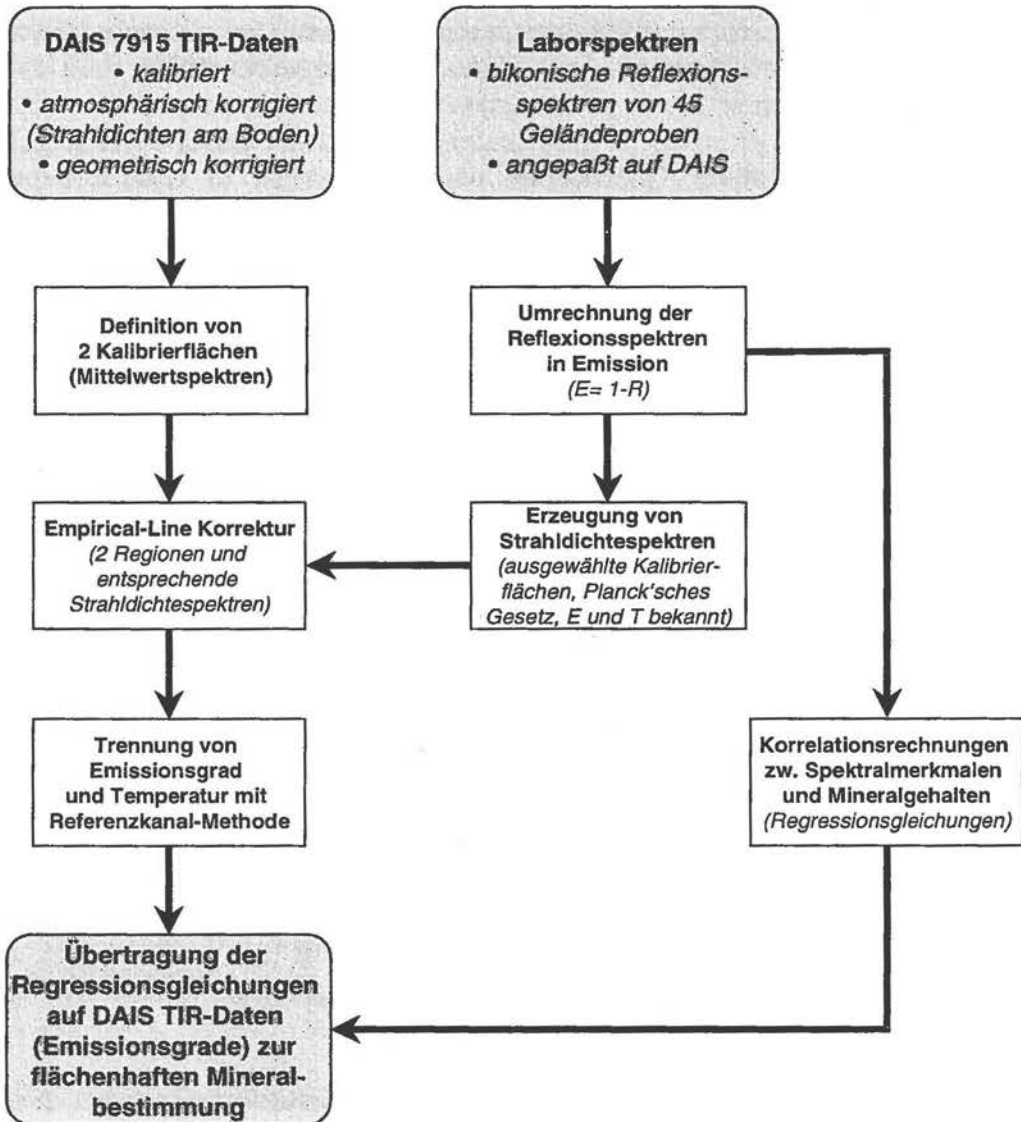


Abb. 7.35: Methodik der DAIS-Datenverarbeitung und -auswertung im thermalen IR

Folglich ist die Ableitung von (fernerkundlich gemessenem) spektralem Emissionsgrad aus (bikonischen) Reflexionsmessungen nicht direkt möglich. Es bedarf einer Korrektur der Laborspektren bzw. der Fernerkundungsdaten. Diese Korrektur dient dem Zweck, eine vergleichbare Skalierung der Daten zu erzeugen.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit erfolgte eine Korrektur der Fernerkundungsdaten. Die Vorgehensweise ist nachfolgend erläutert und in Abb. 7.35 schematisch dargestellt. Zunächst wurde eine Umrechnung der bikonischen Laborreflexionswerte in Emissionsgrade nach dem Kirchhoff'schen Gesetz durchgeführt. Man erhält somit „scheinbare“ Emissionsgradspektren. Anschließend wurden 2 Gebiete mit bekanntem (bikonischem) Reflexionsverhalten und bekannter Oberflächentemperatur in den Fernerkundungsdaten identifiziert. Bei diesen Gebieten handelte es sich für die Daten aus Zwenkau um eine Wasserfläche sowie eine weitgehend homogene Region auf der südlichen AFB-Kippe. In Espenhain wurde neben einer großen Wasserfläche ein mit Kraftwerksasche bedecktes Gebiet ausgewählt. Das Reflexionsverhalten der Materialien ist durch Labormessungen dokumentiert. Oberflächentemperaturen wurden zum Zeitpunkt des Überfluges mit einem Strahlungsthermometer vom Typ Ebro vor Ort gemessen.

Die Reflexionsspektren dieser Oberflächen wurden zunächst in Emissionsspektren umgewandelt. Diese „scheinbaren“ Emissionsgrade wurden anschließend zur Berechnung von Strahldichtespektren verwendet. Nach dem Planck'schen Strahlungsgesetz ist die emittierte Strahlung natürlicher Körper eine Funktion der Temperatur  $T$  und des spektralen Emissionsgrades  $\epsilon$ . Sind  $T$  und  $\epsilon$  bekannt, kann die emittierte Strahldichte berechnet werden. Die Berechnung war notwendig, da die DAIS-Thermalinfrarot-Daten nach der atmosphärischen Korrektur als Strahldichten in ( $\text{mW}/\text{m}^2 \text{sr } \mu\text{m}$ ) vorlagen.

Die aus Laborspektren generierten Strahldichtespektren wurden anschließend für eine Anpassung der Fernerkundungsdaten eingesetzt (REINHÄCKEL & MÜLLER, 1998). Dies geschah mit Hilfe einer Empirical-Line Korrektur (ROBERTS et al., 1986; KRUSE et al., 1990). Die Methode wird zur Kalibrierung von Fernerkundungsdaten eingesetzt. Sie dient dem Ziel, eine Anpassung (Kalibrierung) der gesamten Bilddaten (hier DAIS 7915 Daten) auf definierte Eingabegrößen (hier Strahldichte-Laborspektren) vorzunehmen. Im vorliegenden Fall erhält man auf diese Weise DAIS 7915 Thermalinfrarot-Daten, deren physikalische Einheit (emittierte Strahldichte) an bikonische (und nicht hemisphärische) Reflexion angelehnt ist.

Nach der Verarbeitung der DAIS-Daten konnte eine Trennung von Emissionsgrad und Temperatur mit Hilfe der Referenzkanalmethode erfolgen (vgl. Kap. 7.3.1.1.2). Der konstante Emissionsgrad in Kanal 79 wurde auf  $\epsilon = 0.99$  gesetzt. Als Ergebnis dieser Verarbeitung stehen spektrale Emissionsgrade, deren absolute Werte denen der korrespondierenden bikonischen Reflexionsspektren entsprechen. Eine direkte Anbindung der im Rahmen von Laborspektroskopischen Korrelationsrechnungen gewonnenen Ergebnisse auf die Fernerkundungsdaten ist nun möglich.

Zur quantitativen Bestimmung der Quarzgehalte aus DAIS-Bilddaten wurden die unter Kap. 7.3.2.1 aufgeführten Regressionsgleichungen angewendet. Die Gleichungen wurden nach [Quarz] aufgelöst.  $Q$  steht für das Ratio aus DAIS Kanal 74/Kanal 78. Für den TB Zwenkau wurde die Gleichung aus Abb. 7.33 gewählt. Man erhält:

$$[\text{Quarz}] = -555,6 Q + 604,6 \quad (\text{ZWENKAU}) \quad (\text{Gl. 7.9})$$

$$[\text{Quarz}] = -434,8 Q + 491,1 \quad (\text{ESPENHAIN}) \quad (\text{Gl. 7.10})$$

Nach Berechnung der entsprechenden Kanalratiowerte  $Q$  für die DAIS-Datensätze der Tagebaue Zwenkau und Espenhain (30.5.96) konnte eine flächenhafte Ableitung des Quarzgehaltes der Abraumkippen durchgeführt werden. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in den Abb. 7.36 und Abb. 7.38 dargestellt.

Die Auswertung weiterer DAIS-Datensätze (23.7.97 und 21.10.97, vgl. Tab. 5.1) wurde ebenso untersucht. Aufgrund erhöhter Bodenfeuchte der Kippen konnten die Regressionsgleichungen nicht zur quantitativen Auswertung der Fernerkundungsdaten transferiert werden. In Kap. 7.3.3 wird jedoch im Zusammenhang mit der Untersuchung von DAIS-Nachtthermaldaten (21.10.97) eine daraus abgeleitete qualitative Verteilung der Quarzgehalte vorgestellt.

Die quantitative Verteilung der Quarzgehalte (Abb. 7.36) zeigt für den Tagebau Zwenkau eine starke Dominanz von Sedimenten mit Quarzgehalten zwischen 60-75 Gew.-%. Sie machen rund 80% der gesamten Fläche der AFB-Kippe aus. Am stärksten sind die Regionen mit 65-70 Gew.-% Quarz vertreten. Man erkennt, daß die Bereiche mit Quarzgehalten über 80 Gew.-% hingegen nur kleine Flächen einnehmen.

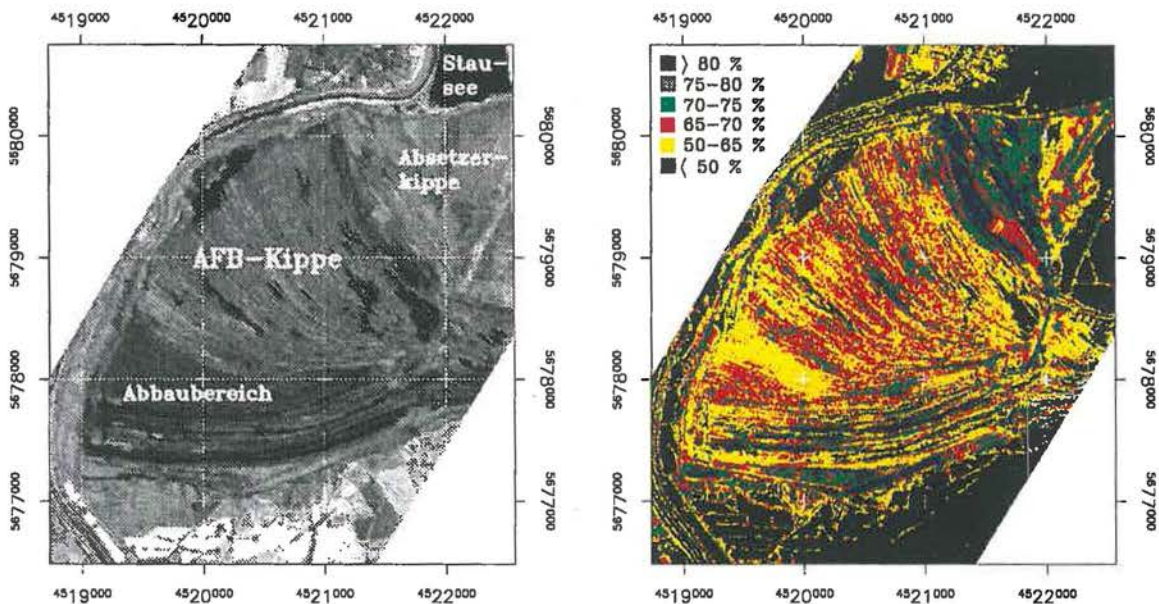


Abb. 7.36: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Kanal 20 mit Beschreibung verschiedener Oberflächentypen. Rechts: Karte der quantitativen Quarzverteilung

Die Gebiete, für die keine quantitative Aussage hinsichtlich Quarzanteil gemacht werden kann (Vegetationsbedeckung, Wasser etc.), bedecken ca. 4% der Fläche des Tagebaus. Eine detaillierte Aufstellung der flächenmäßigen Anteile der verschiedenen Quarzgehalte findet sich in Tab. 7.1. Die Berechnung erfolgte auf Basis der DAIS-Pixelgröße. Es wurde nur die AFB-Kippe betrachtet, Randschläuche, aktives Tagebaugebiet etc. wurden ausgeschlossen. Hinzuweisen ist auf einen Bereich der Darstellung in Abb. 7.36 (rechts), der durch elektronisches Rauschen beeinflusst wird. Diese Zone verläuft im linken unteren Ausschnitt diagonal über das Bild. Eine Eliminierung des Rauschen war ohne massive Beeinträchtigung der Radiometrie nicht möglich. Die hier ausgewiesenen Quarzgehalte sind daher durch das Störsignal beeinflusst und nur eingeschränkt gültig.



Die AFB-Kippe kann in Zwenkau leicht vom aktiven Tagebaurand bzw. dem Bereich getrennt werden, der zum Zeitpunkt des Überfluges rekultiviert wurde. Sie ist durch langgestreckte, NW-SE bzw. E-W verlaufene Rippenstrukturen gekennzeichnet und macht den Zentralteil des Datensatzes aus. Der südliche, aktive Teil des Tagebaus weist einige langgezogene Bereiche mit hohem Quarzgehalt auf. Diese quarzreichen Gebiete gehören möglicherweise zu den angeschnittenen Schichten, die im geologischen Schnitt der Lagerstätte (vgl. Abb. 2.2) als Flußsande ausgewiesen sind. Innerhalb der AFB-Kippe fallen sehr dunkle (geringer Quarzgehalt) und einige sehr helle (hoher Quarzgehalt) Regionen auf. Der Quarzgehalt der hellen Region liegt deutlich über den mittleren Mineralgehalten. Hohe Quarzanteile weisen zudem Gebiete der Absetzerkippe nördlich der AFB-Kippe auf. Auch fanden Rekultivierungsmaßnahmen statt, bei denen Kies u.ä. zur Befestigung eingesetzt wurde. Die schwarz kodierten Gebiete (<50 Gew.-%) kennzeichnen fast ausnahmslos feuchte Gebiete, Wasserflächen und vegetationsbedeckte Flächen (vgl. Abb. 7.37).

Insgesamt stellt man fest, daß keine systematische Veränderung der Quarzgehalte über die AFB-Kippe zu erkennen ist. Die Zonen mit relativ hohen Quarzgehalten zeigen sich zwar vornehmlich im nördlichen, älteren Kippenbereich. Als mögliche Ursache sind neben abbautechnischen Gründen (quarzreiche Sedimente) die Zersetzung anderer Mineralbestandteile durch schwefelsaure Wässer anzuführen. Letzteres erscheint aufgrund der engen Begrenzung dieser Phänomene jedoch unwahrscheinlich. Es ist daher eine lokale Variation des verkippten Abraumes zu vermuten.

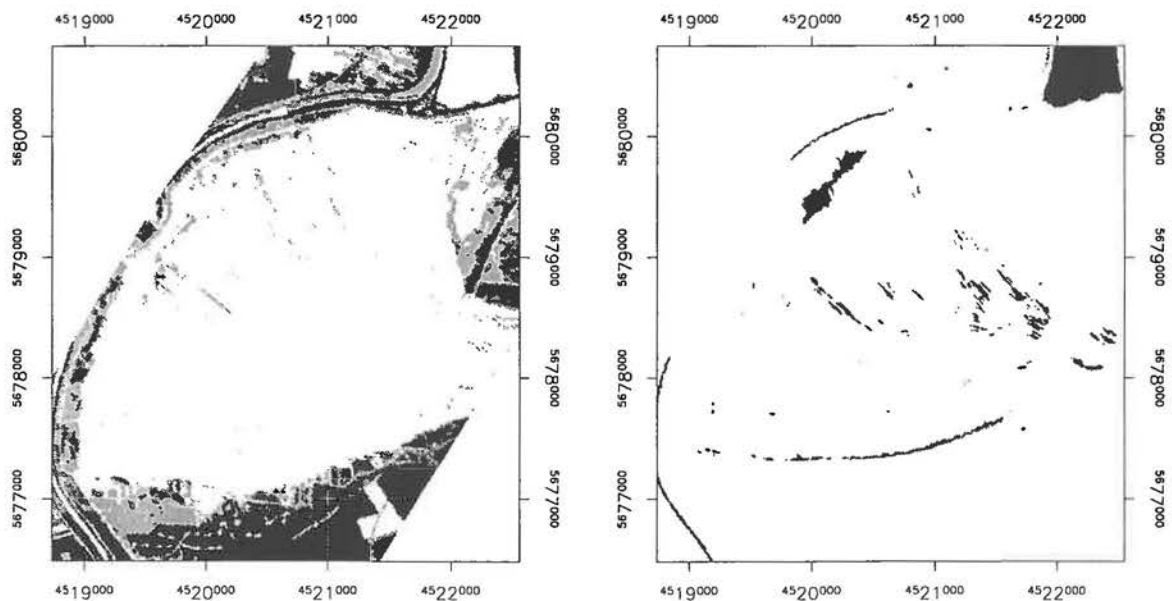


Abb. 7.37: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Unterscheidung von vegetationsbedeckten Flächen (weiß: keine Vegetation, grau: spärliche Vegetation, schwarz: dichte Vegetation). Rechts: Wasserflächen (schwarz)

Die Ableitung der Mineralgehalte wird – wie bereits erwähnt – durch Vegetations- und Wasserbedeckung sowie andersartige stoffliche Zusammensetzung der Oberflächen verhindert. Wasser und Vegetation haben im betrachteten Spektralbereich relativ konstante, hohe Emissionswerte (vgl. Abb. 7.42). Ihre Anwesenheit verändert das gemessene Signal und

damit die berechneten Mineralgehalte. Ähnliches gilt für andersartig beschaffene Bodentypen etc. Für die Tagebaue Zwenkau und Espenhain sind die Gebiete, für die keine Ableitung der Mineralgehalte möglich ist, als Regionen mit Quarzgehalten  $<50\%$  (Zwenkau) bzw.  $<60\%$  (Espenhain) ausgewiesen

Abb. 7.37 illustriert, daß im wesentlichen Vegetations- und Wasserbedeckung unter die Gebiete fallen, die keine Quarzbestimmung erlauben. In dieser Darstellung sind vegetations- und wasserbedeckte Flächen des Tagebaus Zwenkau voneinander getrennt ausgewiesen. Die Klassifikation von Vegetation (links) basiert auf einer SAM-Klassifikation (RSI, 1998a) im VIS und NIR. Aus den reflektiven Daten (Kanäle 1-32) wurde ein Referenzspektrum (dichte Vegetation, Mittelwert aus 112 Pixeln) extrahiert und der Winkelunterschied zwischen diesem Spektrum und jedes einzelnen Bildelementes berechnet. Die Schwellwerte wurden auf  $<0.1\text{rad}$  (dichte Vegetation),  $0.1-0.3\text{rad}$  (spärliche Vegetation) und  $>0.3\text{rad}$  (keine Vegetation) gesetzt. Die Abstufung in Abb. 7.37 (links) zeigt diese 3 Stufen. Die erste Klasse umfaßt vegetationsfreie Gebiete. Sie sind weiß kodiert. Klasse 2 weist spärliche Anteile von Vegetation auf (grau), dichte Bedeckung hingegen ist schwarz eingefärbt. In Abb. 7.37 (rechts) sind Gebiete, die über ein für Wasser typisches Reflexionsverhalten im NIR (Reflexionsgrad  $<9\%$ ) verfügen, schwarz maskiert. Es zeigt sich, daß die in Abb. 7.36 (rechts) quantitativ nicht auswertbaren Gebiete der AFB-Kippe Zwenkau (Quarzgehalt  $<50\%$ ) wesentlich auf Wasser- und Vegetationsbedeckung zurückzuführen sind.

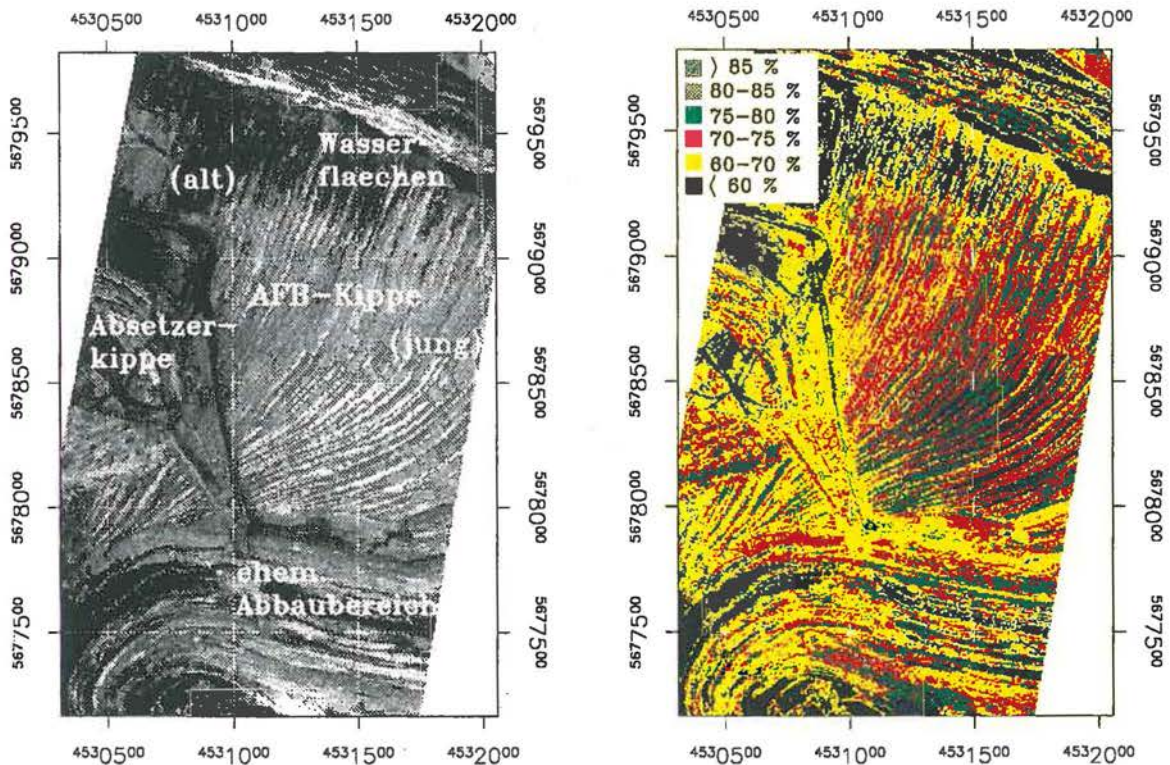


Abb. 7.38: DAIS-Daten des Tagebaus Espenhain, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Ratio  $K78/K74$  mit Beschreibung verschiedener Oberflächentypen. Rechts: Karte der quantitativen Quarzverteilung



Die Berechnung der Quarzgehalte für den Tagebau Espenhain basiert auf den DAIS-Daten vom 30.5.96 (DAIS-Ratiobild K74/K78) und Gleichung 7.10. Die Ergebnisse weisen ein etwas anderes Bild auf als in Zwenkau und sind in Abb. 7.38 aufgeführt. Zur besseren Orientierung dient eine Darstellung mit der Bescheidung verschiedener Tagebaubereiche bzw. Oberflächentypen.

Der Anteil der sehr quarzreichen Materialien liegt insgesamt weitaus höher. So erreichen die Gebiete mit Mineralgehalten von über 80 Gew.-% Quarz rund 8% der Fläche (vgl. Tab. 7.1). Dominierend sind Sedimente mit einem Quarzgehalt von 70-75 Gew.-% (Flächenanteil 33%). In der AFB-Kippe tritt im Westen ein Bereich mit Quarzgehalten von rund 80-90 Gew.-% hervor. Auffällig ist, daß sich hier klar die Rippenstrukturen durchpausen. Die Quarzanreicherungen sind auf die Rippenhänge beschränkt. In den Senken hingegen treten infolge von Erosionsprozessen eher feinkörnige Tonminerale auf, die von den Hängen erodiert wurden und in den Tälern ablagern. Generell verursacht die physikalische Verwitterung eine Anreicherung feinkörniger (tonmineralreicher) Bestandteile in den Kippensenken, während sich für Quarz der umgekehrte Zusammenhang ergibt. Dieses Phänomen konnte auch bei den Geländebegehungen beobachtet werden. Der inverse Zusammenhang wird auch bei KRÜGER (1999) bei der Kartierung des Kaolinitgehaltes aus den SWIR-Daten des DAIS festgestellt (vgl. Abb. 7.9).

Auch für die Abraumkippe des TB Espenhain ist nur eine eingeschränkte Ableitung der Quarzgehalte möglich. Diese wird insbesondere durch Vegetationsbedeckung beeinflusst. Eine Rolle spielen auch Bodentypen, deren mineralogische Zusammensetzung u.ä. nicht mit der untersuchten Komposition der Kippensubstrate korreliert. Für solche Oberflächen ist die Verwendung von Gl. 7.10 nicht gültig. In Abb. 7.38 (rechts) sind Regionen, für die keine detaillierte Aussage gemacht werden kann, schwarz kodiert. Dazu gehören Vegetation, Wasser und andere Oberflächentypen. Sie fallen unter die Gebiete mit Quarzgehalt <60% und machen etwa 14% der Fläche der untersuchten AFB-Kippe aus. Eine quantitative Berücksichtigung dieser Faktoren (z.B. über eine Entmischung der Vegetationsbedeckung und anschließender Anpassung der abgeleiteten Quarzgehalte) erscheint nicht sinnvoll bzw. unter gegebenen Umständen zu ungenau. Es sind weder die spektralen Endmember bekannt noch können topografische Effekte (BRDF-Verhalten) abgeschätzt werden. Die Maskierung der entsprechenden Flächen ist nach Meinung des Autors ausreichend.

Eine Verifizierung der abgeleiteten Mineralgehalte ist weitgehend auf Prüfung der Plausibilität beschränkt. Große, homogene Sedimentflächen, die eine direkte Überprüfung erlauben würden, existieren in beiden Tagebauen nicht. Die Extraktion von Emissionsgradspektren aus den DAIS-Daten erbrachte jedoch für Kippensubstrat, Wasser- und Vegetationsflächen spektrale Verläufe, die mit Ergebnissen der Laborspektroskopie bzw. der Literatur im Einklang stehen.

Ein punktueller Vergleich der abgeleiteten Quarzgehalte mit der Analytik der Bodenproben war nicht möglich, da keine exakte Lokalisierung der Probennahmepunkte erreicht werden konnte. Zwar existieren für alle Punkte DGPS-Daten (KRÜGER, 1999) mit einer Genauigkeit von rund 1-5m. Die Fehler der geometrischen Korrektur und Georeferenzierung liegen jedoch bei rund 1-5 Pixel. Die Geländeprobennahme erfolgte aus engbegrenzten Gebieten von ca. 10\*10m (KRÜGER, 1999).

Tab. 7.1: Flächenmäßige Anteile der Quarzgehalte der AFB-Kippen (abgeleitet aus DAIS 7915 Daten vom 30.5.96)

<b>ZWENKAU (Gesamtfläche der untersuchten AFB-Kippe = 4.2km<sup>2</sup>)</b>		
<b>Quarzanteil</b>	<b>Fläche (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Flächenanteil (%)</b>
<50 Gew.-% (Vegetation, Wasser etc.)	0.16	3.8
50-55 Gew.-%	0.06	1.4
55-60 Gew.-%	0.38	9.0
60-65 Gew.-%	1.33	31.6
65-70 Gew.-%	1.6	38.1
70-75 Gew.-%	0.51	12.1
75-80 Gew.-%	0.12	2.9
80-85 Gew.-%	0.04	0.9
>85 Gew.-%	0.01	0.2

<b>ESPENHAIN (Gesamtfläche der untersuchten AFB-Kippe = 1.93km<sup>2</sup>)</b>		
<b>Quarzanteil</b>	<b>Fläche (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Flächenanteil (%)</b>
<60 Gew.-% (Vegetation, Wasser etc.)	0.27	13.9
60-65 Gew.-%	0.2	10.3
65-70 Gew.-%	0.4	20.6
70-75 Gew.-%	0.63	32.8
75-80 Gew.-%	0.28	14.3
80-85 Gew.-%	0.11	5.6
85-90 Gew.-%	0.04	2.3
>90 Gew.-%	0.006	0.3

Die Ergebnisse der quantitativen DAIS-Datenauswertungen machen deutlich, daß für den TB Espenhain eine generelle Übereinstimmung mit den Ergebnissen der quantitativen Mineralanalytik anzutreffen ist. Während die Referenzproben Quarzgehalte zwischen 65-90 Gew.-% aufweisen, liegen die aus den DAIS 7915 Daten erzielten Werte zwischen rund 60-93 Gew.-%. Eine Bestimmung von Quarzgehalten in den Bereichen der Probenahmepunkte erbrachte eine gute tendenzielle Übereinstimmung.

Als weitere Bestätigung kann Abb. 7.9 aus Kap. 7.2.2.2 herangezogen werden. Die hier – mit vergleichbarer Methodik - aus DAIS SWIR II Daten abgeleitete Kaolinitverteilung für den Tagebau Espenhain zeigt eine weitgehend gegensätzliche Verteilung. Regionen mit geringem Quarzgehalt verfügen über hohe Kaolinitgehalte und umgekehrt. Untersuchungen von KRÜGER (1999) belegen dies. Dies ist plausibel, da die Variationen der anderen Bestandteile verhältnismäßig gering sind. Die Mineralgehalte der Daten des Tagebaus Zwenkau bewegen sich ebenso in der aus der Laboranalytik bekannten Größenordnung (50-95 Gew.-%). Der weitaus größte Teil der AFB-Kippenoberfläche besitzt Quarzanteile zwischen 60-75 Gew.-%. Dies deckt sich mit den Ergebnisse der Bodenproben.

### 7.3.2.3 Störeinflüsse und Fehlerabschätzung

Die Ableitung mineralogischer Bestandteile aus den DAIS-Daten wird durch verschiedene Einflüsse eingeschränkt. Sie können jedoch häufig nicht exakt bestimmt werden. Es soll versucht werden, einen Überblick über die wesentlichen Störeffekte und ihre Auswirkungen zu geben. Eine statistische Fehlerabschätzung dokumentiert die aus den Regressionsrechnungen zu erwartenden Fehler.

#### 7.3.2.3.1 Statistische Fehler der Mineralbestimmung

Die statistische Fehlerabschätzung berücksichtigt die Genauigkeit der Mineralgehaltsbestimmung, die mit den zur Analyse verwendeten Regressionsgleichungen einhergeht. Der Standardfehler liegt bei  $\pm 6.1$  Gew.-% (Zwenkau) bzw. 4.2 Gew.-% (Espenhain). Die Quarzbestimmung unterliegt damit - statistisch betrachtet - dieser Schwankungsbreite.

Zum anderen wurde der Fehler abgeschätzt, der sich bei der Verarbeitung der Thermalinfrarotdaten (Trennung von Emissionsgrad und Temperatur) mit der Referenzkanal-Methode ergeben kann (vgl. Kap. 7.3.1.1.2). Dazu wurde das Kanalratio K79/K74 unter Verwendung variierender Emissionsgrade ( $\epsilon = 0.9825-0.9925$ ) in Kanal 79 bestimmt. Die untersuchten Emissionsgrade in Kanal 79 weisen damit eine Schwankungsbreite von  $\pm 0.5\%$  (Emissionsgrad) auf. In dieser Größenordnung - dies haben die spektroskopischen Untersuchungen gezeigt - bewegen sich die maximalen Abweichungen der Geländeprobe. Die Berücksichtigung dieser Variation bei den Regressionsrechnungen führt für den Tagebau Zwenkau zu einem praktisch unveränderten Standardschätzfehler ( $S_{y,x} = 6\%$ ). Der Einfluß von Emissionsgradvariationen ( $\pm 0.5\%$ ) in Kanal 79 auf die berechneten DAIS-Kanalratios K74/K79 bzw. K74/K78 und damit die Analyse der Mineralgehalte ist damit als sehr gering anzusehen.

#### 7.3.2.3.2 Einfluß einzelner Bestandteile auf die Mineralbestimmung

Die Beeinflussung charakteristischer Spektralmerkmale der hochaufgelösten Laborreflexionsspektren durch einzelne Probenbestandteile wurde unter Kap. 6.4.2 diskutiert. Nachfolgend sollen die Veränderungen des zur Quarzbestimmung eingesetzten DAIS-Kanalratios  $Q$  (K74/K78) bestimmt werden. Auf diese Weise wird eine qualitative Abschätzung der Einflüsse bestimmter Komponenten möglich.

Die Untersuchungen wurden mit den auf das DAIS angepaßten Laborspektren der homogenisierten Espenhainer Mischprobe durchgeführt (s. Anhang B). Dargestellt sind in Abb. 7.39 die Kanalratiowerte  $Q$  (K74/K78) gegen die prozentuale Stoffzugabe. Die maximale Zugabe betrug 20 Gew.-%. Man erkennt, daß mit Zugabe von org. Kohlenstoff (TOC), Illit, Kaolinit sowie Pyrit eine Beeinflussung des Kanalratiowertes  $Q$  anzutreffen ist. Generell ist eine Vergrößerung der Ratiowerte vorhanden. Am stärksten erfolgt diese bei Pyrit.

Zu beachten ist, daß eine Übertragung dieser Ergebnisse auf die Originalproben (vgl. Abb. 7.33) nur qualitativ möglich ist, da von unterschiedlichen Korngrößenverteilungen und Mineralanlagerungen auszugehen ist. Beide Faktoren spielen eine große Rolle auf das Spektralverhalten im TIR. In Zusammenhang mit den unter Kap. 7.3.2.1 dargelegten Ergebnissen zur quantitativen Quarzbestimmung kann der Schluß gezogen werden, daß auch bei hohen Anteilen von TOC, Illit und Kaolinit keine deutliche Beeinflussung der abgeleiteten Quarzgehalte zu erwarten ist. Von größerer Bedeutung sind die Veränderungen nur bei relativ

hohen Pyritgehalten. Liegen merkliche Abweichungen von der Zusammensetzung der untersuchten Geländeproben vor (vgl. Tab. 2.1), ist eine Unterschätzung der Quarzgehalte zu erwarten. Für Kippenabraum, dessen mineralogische Zusammensetzung innerhalb der aufgeführten Variationen liegt, ist hingegen keine merkliche Unterschätzung zu erwarten. Die Untersuchungen von Kippenabraum in den angeführten Konzentrationsbereichen lassen daher keine starken Einflüsse auf die Quarzanalyse erwarten.

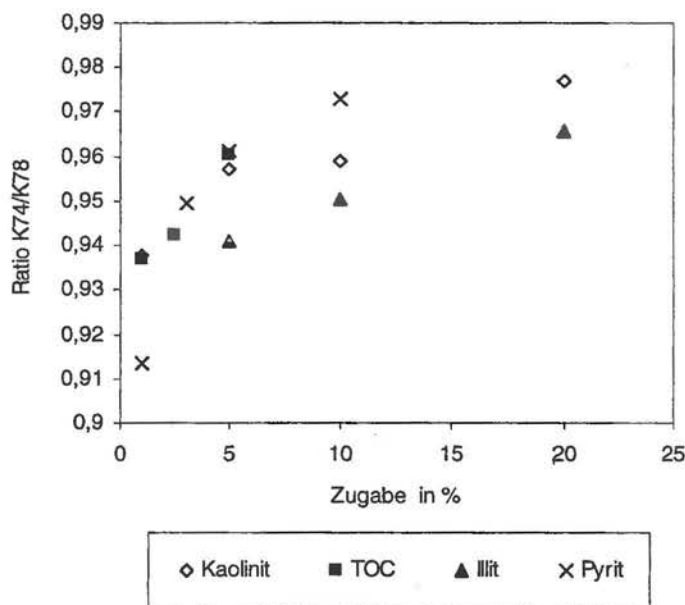


Abb. 7.39: Veränderung des Kanalratiowertes  $Q$  ( $K74/K78$ ) bei Zugabe einzelner Probenbestandteile (Mischprobe TB Espenhain)

### 7.3.2.3.3 Winkelabhängiges Spektralverhalten

Aus der Literatur ist bekannt, daß sich das Spektralverhalten natürlicher Körper in Abhängigkeit vom Ein- bzw. Ausfallswinkel verändert (HAPKE, 1993). In Kap. 6.4.2.7 konnte dies im Labor an Kippenmaterial qualitativ demonstriert werden. Die Ergebnisse stellen eine oberflächige Betrachtung dar und verbieten eine direkte Übertragung auf die Fernerkundungsdaten. Unter diesem Punkt soll jedoch auf eine solche Beeinflussung hingewiesen werden. Zu diesem Zweck erfolgte wiederum eine Anpassung der Labordaten auf die spektrale Charakteristik des DAIS. Anschließend wurden die Ratiowerte  $K74/K78$  für die unterschiedlichen Blickwinkel errechnet und aufgetragen.

Mit steigendem Einfallswinkel geht eine Erhöhung des spektralen Emissionsgrades einher (HAPKE, 1993). Der scheinbare Quarzgehalt – berechnet aus dem Ratio DAIS  $K74/K78$  – verringert sich daher mit steigendem Beobachtungswinkel. Abb. 7.40 dokumentiert die mit veränderter Meßgeometrie einhergehenden Beeinflussungen. Ein steigender Meßwinkel führt dabei zu einer Verringerung des Kanalratiowertes und damit theoretisch zu einer Unterschätzung von Quarz (vgl. Abb. 7.33). Überträgt man diese Erkenntnisse auf die Auswertungen der DAIS-Daten, lassen die extremen topografischen Verhältnisse (wechselnde Abfolge von Rippen und Senken) der AFB-Kippen einen merklichen Einfluß auf die Ableitung der Mineralgehalte erwarten. Es kann sowohl zu einer Unter- als auch Überschätzung der



tatsächlichen Gehalte kommen. Vielfach tritt aufgrund der engbegrenzten Rippen und der geometrischen Auflösung der DAIS-Daten jedoch eine Mittelung der Effekte auf.

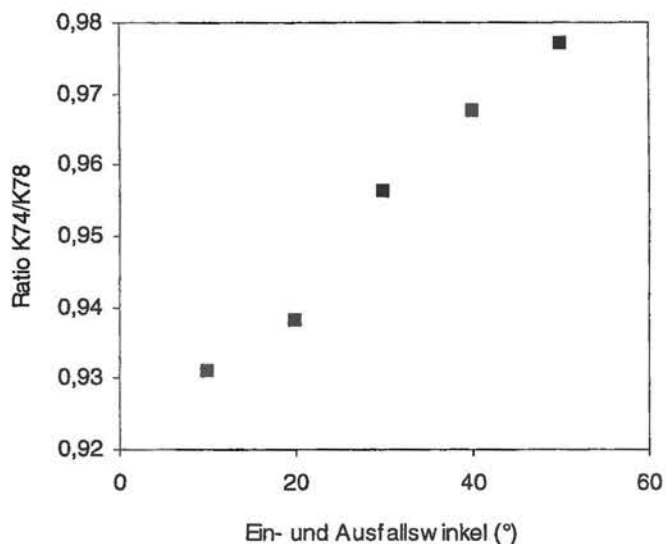


Abb. 7.40: Kanalratiowerte  $Q$  (K74/K78) gegen den Ein- und Ausfallswinkel einer Espenhainer Probe

#### 7.3.2.3.4 Einfluß der Bodenfeuchte

Die nachhaltigen Auswirkungen von Bodenfeuchte auf Reflexionsspektren der Geländepollen wurden in Abb. 6.32 illustriert. Durch Zugabe von Wasser, das durch einen geringen Reflexionsgrad bzw. hohen Emissionsgrad gekennzeichnet ist, verändert sich das Spektralverhalten der untersuchten Proben massiv. Mit steigendem Wassergehalt verringert sich der Reflexionsgrad.

Das zur Bestimmung von Quarz verwendete DAIS-Kanalratio K74/K78 wird dadurch tangiert (vgl. Abb. 7.41). Es ist durch eine Erhöhung der Bodenfeuchte, z.B. in Senkenbereichen der Tagebaukippen, von einer Unterschätzung der Quarzgehalte auszugehen. Stofflich identische Kippenbereiche können abweichende Wassergehalte aufweisen. Somit sind Kippenbereiche zu erwarten, in denen die ausgewiesenen Mineralgehalte durch erhöhte Bodenfeuchte beeinflusst werden. Soweit dies möglich war, wurden wasserbedeckte und feuchte Gebiete der AFB-Kippen anhand ihres spektralen Verlaufs im NIR vor der Berechnung quantitativer Quarzgehalte maskiert. Daher ist mit einem verringerten Einfluß zu rechnen.

Die Auswirkungen erhöhter Bodenfeuchte auf das Spektralverhalten im thermalen IR sind verantwortlich dafür, daß die flächenhafte quantitative Bestimmung der Quarzgehalte aus DAIS 7915 Daten nur mit den Aufnahmen vom 30.5.96 durchgeführt werden konnte. Hintergrund sind die zu den anderen Zeitpunkten wesentlich erhöhten Feuchtegehalte der Abraumkippen. An den Tagen vor den Überflügen am 23.7.97 und 21.10.97 waren z.T. starke Regenfälle zu beobachten. Eine Anbindung von Labor- und Fernerkundungsdaten (vgl. Abb. 7.35) konnte nicht quantitativ erfolgen, da das Spektralverhalten der feuchten Proben nicht bekannt war.



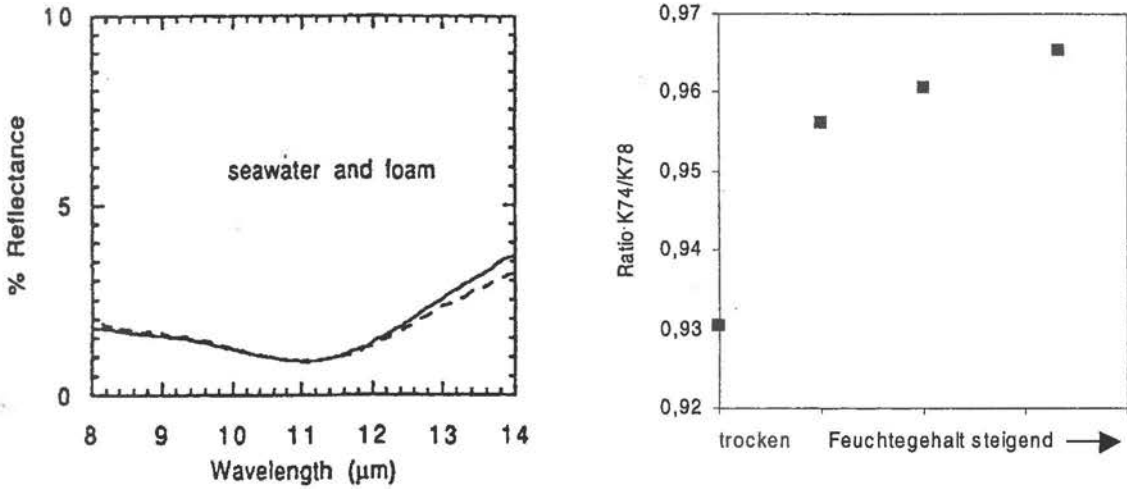


Abb. 7.41: Hemisphärisches Reflexionsspektrum von Wasser (links, nach SALISBURY & D'ARIA, 1992a) bzw. Kanalratiowerte  $Q$  ( $K74/K78$ ) gegen den Feuchtegehalt einer Espenhainer Probe (rechts)

#### 7.3.2.3.5 Einfluß von Vegetationsbedeckung

In beiden Tagebauen existieren Bereiche, die teilweise oder vollkommen mit Vegetation bedeckt sind. In Abb. 7.37 sind solche Bereiche diskriminiert. Von Interesse ist, welchen Einfluß Anteile von Vegetation auf das Spektralverhalten der Substrate haben kann.

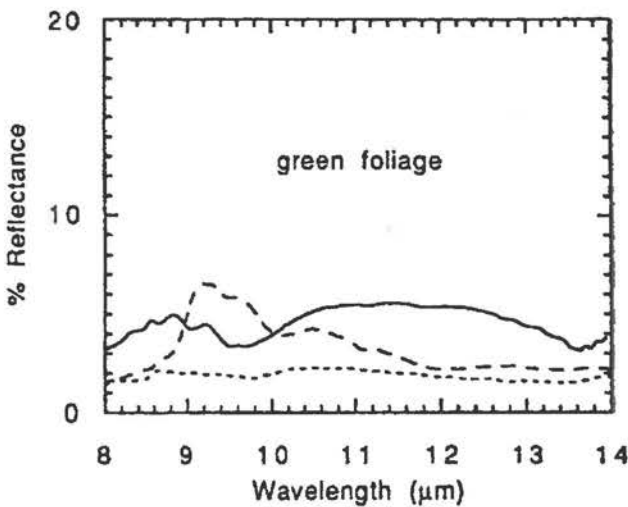


Abb. 7.42: Hemisphärische Reflexionsspektren von Vegetation im thermalen IR (nach SALISBURY & D'ARIA, 1992a)

Abb. 7.42 zeigt den hemisphärischen Reflexionsverlauf von Vegetation im thermalen Infrarot (8-14µm). Man erkennt, daß die untersuchten Spezies variierende Verläufe aufweisen. Der Reflexionsgrad ist relativ gering und liegt zwischen 2-6% (durchgezogen= Eichenlaub, ge-

strichelt= Gras, gepunktet= Kiefernadeln). Legt man lineare Mischungsverhältnisse zugrunde, läßt sich das Spektralverhalten einer Oberfläche aus den Anteilen der reinen Spektren berechnen (BOARDMAN, 1989). Mischspektren aus Vegetation und quarzreichen Sedimenten (hemisph. Reflexionsgrad 30-50%, THOMSON & SALISBURY, 1993) werden folglich mit steigendem Vegetationsanteil einen Abfall der Reflexion zeigen. Es kann davon ausgegangen werden, daß die über das DAIS Ratio K74/78 errechneten Quarzgehalte dadurch unterschätzt werden. Insgesamt ist ein Effekt zu erwarten, der mit dem Einfluß von Bodenfeuchte vergleichbar ist. Die Maskierung vegetationsbedeckter Flächen eliminiert einen Einfluß auf die Ableitung der Mineralgehalte.

### 7.3.3 *Ableitung von Oberflächentemperaturen*

Neben den beschriebenen mineralogischen Analysen der Kippenmaterialien ist die Gewinnung von Informationen über die Abläufe der Pyritoxidation Schwerpunkt des Forschungsvorhabens, im Rahmen dessen die vorliegende Arbeit durchgeführt wurde. Die DAIS-Thermaldaten sollen Erkenntnisse über Temperaturanomalien infolge der exothermen Oxidationsprozesse liefern. Vor diesem Hintergrund erfolgte die Auswertung verschiedener fernerkundlich aufgezeichneter Thermaldatensätze. Eine umfassende Interpretation dieser Ergebnisse ist nicht Ziel der vorliegenden Arbeit. Es soll hingegen eine Informationsebene erzeugt werden, die im Rahmen des Projektes von der GAF (Gesellschaft für Angewandte Fernerkundung, München) im Zuge einer Verschneidung von verschiedenen Datenlayern (Mineralogie, Geochemie, Hydrogeologie etc.) analysiert wird. Auf die Zusammenhänge zwischen der Zusammensetzung der Kippen, den stofflichen Veränderungen und deren Folgen geht die Arbeit von U. Wiegand (UFZ) ein.

In Kap. 2.3.2 wurde bereits darauf hingewiesen, daß in den tertiären Sedimenten des TB Zwenkau eine Oxidation des Eisensulfids Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) erfolgt. Es handelt sich dabei um eine exotherme chemische Reaktion (vgl. Gl. 2.1). Die mit der Pyritoxidation einhergehende Versauerung der Kippenwässer hat einen direkten Einfluß auf die hydrogeologischen Prozesse sowie den Mineralbestand der Kippen. Unterstützende Geländebegehungen im April 1997 konnten zeigen, daß schon in geringer Kippentiefe (30-50cm) eine merkliche Erwärmung frisch geschütteter Kippen zu beobachten war. Es erscheint prinzipiell möglich, exotherme Reaktionszentren über eine Analyse der Oberflächentemperaturen zu lokalisieren und gegebenenfalls abzuschätzen. Im Rahmen einer an das Forschungsvorhaben angebotenen Diplomarbeit konnte SCHRADER (1997) mit Landsat TM Tagthermaldaten erste Anhaltspunkte dafür liefern, daß im südlichen Abbaubereich des Tagebaus Zwenkau Temperatur-Anomalien anzutreffen sind. Die geringe räumliche Auflösung (120m) sowie die Beeinflussung durch solare Effekte schränken den Informationsgehalt der Daten jedoch ein.

Grundsätzlich muß bei der Auswertung von Thermalinfrarotdaten beachtet werden, daß die Oberflächentemperaturen in starkem Maße von den äußeren Gegebenheiten abhängen. Für vegetationsfreie Flächen sind in erster Linie nachfolgende Faktoren zu beachten (SHORT & STUART, 1982):

In Abhängigkeit von der Albedo einer Oberfläche wird ein Teil der von der Sonne emittierten Strahlung absorbiert. Sind keine Wärmequellen im Untergrund vorhanden, ist der überwiegende Teil der von der Erdoberfläche aufsteigenden Wärmestrahlung auf die Eigenstrahlung zurückzuführen. Diese Eigenstrahlung terrestrischer Körper hängt von deren

gespeicherter Sonnenenergie ab. Zu berücksichtigen sind zudem topografische Effekte (Höhe, Hangneigung, Exposition zur Sonne etc.). Die Oberflächenstrahlungstemperatur beeinflussen der Feuchtegehalt, die Materialdichte, der Emissionsgrad, endogene Wärme flüsse sowie atmosphärische Faktoren (relative Luftfeuchte, Wind usw.).

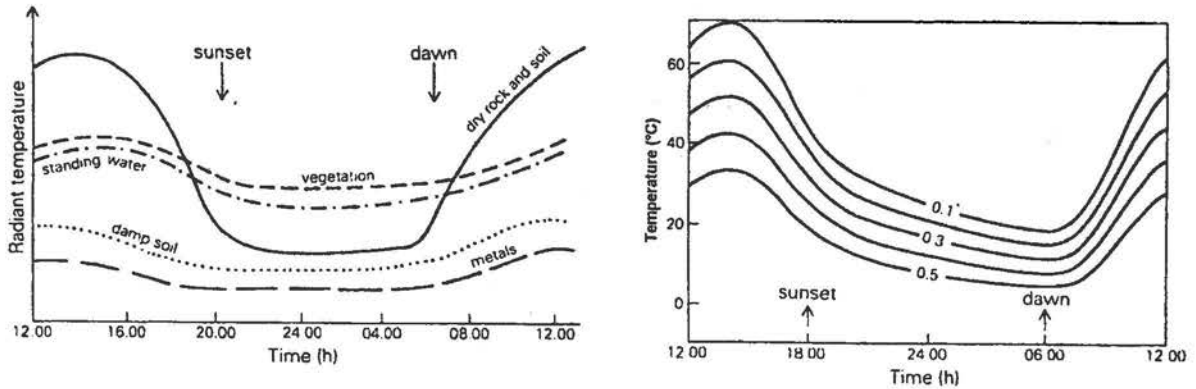


Abb. 7.43: Tagesgang der Strahlungstemperaturen verschiedener Oberflächenmaterialien (links) und der Temperaturen von Materialien mit unterschiedlicher Albedo (rechts; mod. nach DRURY, 1993)

Da sich einige der oben aufgeführten Faktoren gegenseitig beeinflussen, ist eine Korrektur einzelner Einflüsse komplex. Vernachlässigt man atmosphärische sowie endogene Faktoren, kann eine dominierende Rolle der Eigenstrahlung (=Oberflächentemperatur), resultierend aus der Erwärmung durch die einfallende Solarstrahlung, festgestellt werden. Bodennahe Schichten lassen während eines Tages- und Nachtzyklus eine wechselnde Erwärmung und Abkühlung beobachten. Nachts fallen die Temperaturen infolge Abstrahlung der Wärmeenergie. Abb. 7.43 zeigt den charakteristischen Tagesgang der Strahlungstemperatur für verschiedene Materialien. Große Unterschiede zeigen beispielsweise Wasser/Vegetation und Boden/Gestein. Hierfür ist die spezifische Wärmekapazität entscheidend (DRURY, 1993). Während erstgenannte eine geringe Veränderung aufweisen, sind diese bei Boden/Gestein meist hoch. Maximale Oberflächentemperaturen werden gegen 14 Uhr erreicht, eine Abkühlung ist bis ca. 24 Uhr festzustellen. Mit Sonnenaufgang setzt die Erwärmung wieder ein. Abb. 7.43 (rechts) verdeutlicht, daß um 12 Uhr mittags durch einen Albedounterschied von 40% ein Temperaturunterschied von über 30°C auftreten kann.

Um die äußeren (solaren) Beeinflussungen so gering wie möglich zu halten, wurden im Rahmen des Forschungsvorhabens Nachtthermalaufnahmen des Tagebaus Zwenkau am 21.10.97 (21.30 Uhr) aufgezeichnet. Der Überflug wurde auf den Herbst terminiert, um eine weitreichende Abkühlung der Oberflächen sicherzustellen und somit auch geringe Temperaturanomalien detektieren zu können. Die vom Sensor registrierte Strahlung wird, da nachts keine Sonneneinstrahlung vorliegt, von der emittierten Strahlung bestimmt. Diese ist nach dem Planck'schen Strahlungsgesetz eine Funktion der Temperatur und des spektralen Emissionsgrades (vgl. Kap. 5.1.4.2).

Die DAIS 7915 Datenaufbereitung umfaßte die unter Kap. 4.2.3 dargelegten Schritte. Ferner erfolgte eine Anbindung an zwei Wasserflächen mit bekannter Temperatur (8 bzw. 10°C) zur Kalibrierung der Daten. Die Separierung von Temperatur und Emissionsgrad erfolgte mit

Hilfe der Referenzkanal-Methode. Das Prinzip dieses Verfahrens sowie die Qualität hinsichtlich einer Ableitung quantitativer Parameter konnte in Kap. 7.3.1.1 für das Untersuchungsgebiet dargelegt werden. Der konstante Emissionsgrad in DAIS Kanal 79 wurde für die gesamte Szene auf  $\varepsilon = 0.99$  festgesetzt. Die Einbindung eines digitalen Geländemodells (Auflösung 2.5m) konnte nicht erfolgen, da aufgrund unvollständiger DAIS-Fluglagedaten keine hochgenaue Georeferenzierung ( $\pm 1$  Pixel) der DAIS-Daten und des DGM's möglich war. Dies ist aufgrund der schmalen Rippenstrukturen eine Grundvoraussetzung für eine weitreichende Interpretation, die durch einen Vergleich von Tag- und Nachttemperaturen Erkenntnisse über die Bodenfeuchte etc. berücksichtigen kann.

Die nachfolgenden Auswertungen wurde ohne diese Referenzdaten ausgewertet. Als zusätzliche Information lagen Darstellungen der quantitativen Pyritverteilung sowie der qualitativen Quarzverteilung vor. Die Pyritverteilung des Tagebaus Zwenkau stammt von G. Krüger (GFZ Potsdam) und wurde aus den reflektiven DAIS-Daten vom 30.5.96 generiert (KRÜGER, 1999). Geht man davon aus, daß erhöhte Pyritgehalte mit verstärkter Pyritoxidation einhergehen, müßte eine Korrelation zwischen den Temperaturdaten und der Pyritverteilung bestehen. Ein Vergleich der beiden Darstellungen ist durch unterschiedliche Aufnahmezeitpunkte (30.5.96 bzw. 21.10.97) nur eingeschränkt möglich. Eine Untersuchung gleicher Aufnahmezeitpunkte war aufgrund fehlender reflektiver Daten vom 21.10.97 nicht möglich. Abb. 7.44 verdeutlicht das Fortschreiten des aktiven Tagebaurandes im südlichen Teil.

Die Darstellung zeigt links die aus DAIS Kanal 79 abgeleiteten Oberflächentemperaturen bzw. rechts die Pyritverteilung, abgeleitet aus den reflektiven DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau. Die Pyritanteile reichen von 0 Gew.-% (schwarz) bis >3 Gew.-% (weiß). Das Bild der Temperaturverteilung weist Temperaturdifferenzen von rund  $10^{\circ}\text{C}$  auf; sie sind jedoch aufgrund der Grauwertstreckung ( $<1$  bis  $>4^{\circ}\text{C}$ ) nicht in diesem Umfang erkennbar. Die Temperaturwerte besitzen aufgrund der verwendeten Referenzflächen eine hohe absolute Genauigkeit ( $\pm 0.5$ - $1^{\circ}\text{C}$ ). Die höchsten Temperaturen weisen große Wasserflächen ( $8$ - $10^{\circ}\text{C}$ ) auf, während verschiedene Bereiche der Kippe und angrenzende Felder bei etwa  $0$ - $1^{\circ}\text{C}$  liegen. Die insgesamt homogene Erscheinung der Temperaturverteilung gibt keine Anhaltspunkte für bemerkenswerte atmosphärische Beeinflussungen (Wind o.ä.). Diagonale Streifenmuster sind durch elektronisches Rauschen begründet. Die Temperaturverteilung macht deutlich, daß infolge exothermer Pyritoxidation o.ä. keine Temperaturanomalien anzutreffen sind, die über den Temperaturen der Wasserflächen liegen. Somit ist die Auswertung der vorliegenden Temperaturverteilungen nicht trivial, wie nachfolgend erläutert werden soll.

Im gesamten AFB-Kippengebiet finden sich einzelne langgestreckte Zonen erhöhter Temperatur ( $6$ - $8^{\circ}\text{C}$ ). Dabei handelt es sich um schmale Wasserflächen, die sich in Senken der Kippen gebildet haben. Kippen im südlichen, aktiven Tagebauabschnitt weisen zudem flächenhaft eine Oberflächentemperatur auf, die geringfügig ( $1$ - $3^{\circ}\text{C}$ ) über den Werten der umliegenden Gebiete liegt. In diesem Gebiet ist aufgrund der frischen Verkipfung eine erhöhte Aktivität der Pyritumsetzung zu erwarten. Ein vergrößerter Ausschnitt (vgl. Abb. 7.46) skizziert die auftretenden Unterschiede. Ein ähnliches Bild zeigt die Pyritverteilungskarte vom 30.5.96. Sie weist den südöstlichen Teil der frischgeschütteten tertiären AFB-Kippe als Zone erhöhter Pyritgehalte aus.



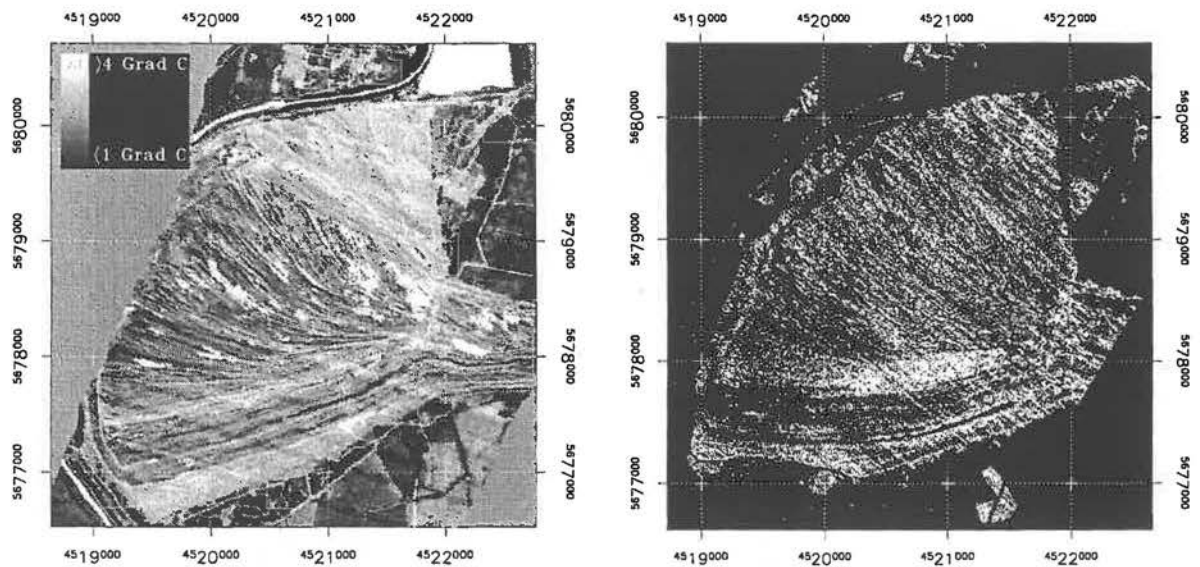


Abb. 7.44: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau, Gauß-Krüger-Koordinaten. Links: Oberflächentemperaturen (21.10.97). Rechts: Pyritverteilung (30.5.96, hell: hohe Mineralanteile)

In diesem südlichen Teil des Tagebaus kommen die erhöhten Temperaturen in langgestreckten, frisch verkippten Rippen zur Geltung. Unklar ist jedoch, in welchem Umfang die beobachteten Temperaturvariationen von rund 1-4°C durch erhöhte Bodenfeuchte o.ä. bzw. durch exotherme Oxidationsprozesse bedingt sind. Möglich wäre beispielsweise eine erhöhte Feuchte in tonmineralreichen (wasserspeichernden) Sedimenten.

Zur Klärung der möglichen Ursachen soll - neben der Pyritverteilung - die qualitative Quarzverteilung, abgeleitet aus Messungen des DAIS 7915 vom 21.10.97, herangezogen werden. Sie ist in Abb. 7.45 dargestellt. Auffällige Schwankungen hinsichtlich des Quarzgehaltes lassen sich im südlichen aktiven Tagebaubereich nur vereinzelt finden (vgl. Abb. 7.46). Vereinzelt sind hier erhöhte Quarzgehalte anzutreffen. Insgesamt erscheint die Mineralverteilung in dieser Zone relativ homogen. Es sind keine Anzeichen für Schwankungen des Tonmineralgehaltes ableitbar. Eine direkte Ableitung der Kaolinitgehalte, wie in Kap. 7.2.2.2 für den Tagebau Espenhain vorgestellt, ist für Zwenkau aufgrund relativ hoher Anteile opaker Bestandteile nicht möglich (KRÜGER, 1999).

Ein Vergleich der südlichen Regionen mit Gebieten im Norden der AFB-Kippe (rekultiviertes Areal) läßt durchaus ähnliche Temperaturwerte erkennen (vgl. Abb. 7.44, links). In diesem nördlichen Gebiet können Oxidationsprozesse weitgehend ausgeschlossen werden, da hier quartäre Absetzermaterialien verbaut werden. Die erhöhten Oberflächentemperaturen lassen dort einen verstärkten Einfluß erhöhter Bodenfeuchte vermuten.

Insgesamt kann festgestellt werden, daß im Bereich der frisch geschütteten, tertiären Abraumkippen sowohl erhöhte Pyritgehalte als auch erhöhte Oberflächentemperaturen anzutreffen sind. Es kann angenommen werden, daß die Erhöhung der Temperatur in dieser Zone eine Folge der exothermen Pyritoxidation ist. Allerdings treten im Bereich des Tagebaus weitere Gebiete mit vergleichbarer Temperatur auf, ohne daß Oxidationsreaktionen zu erwarten sind. Eine Beeinflussung der Temperaturen durch erhöhte Bodenfeuchte wird ver-



mutet. Eine Analyse der qualitativen Quarzverteilung wurde durchgeführt, um Anhaltspunkte hinsichtlich einer mineralogisch abweichenden Zusammensetzung der frischen Kippen zu gewinnen. Solche Schwankungen, die u.a. als Indiz für höhere Anteile tonmineralreicher (wasserspeichernder) Sedimente gelten können, konnten jedoch nicht festgestellt werden.

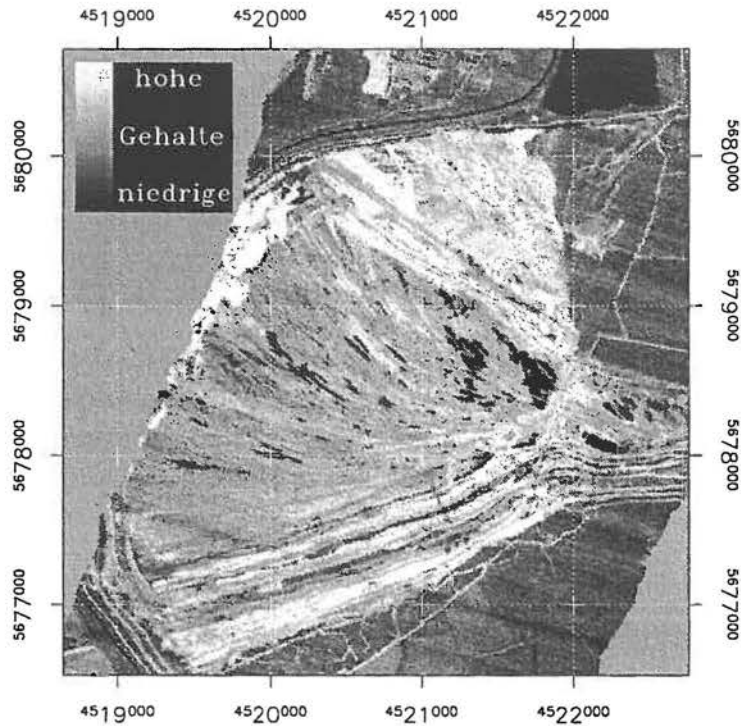


Abb. 7.45: DAIS-Daten des Tagebaus Zwenkau vom 21.10.97, Gauß-Krüger-Koordinaten: Qualitative Quarzverteilung

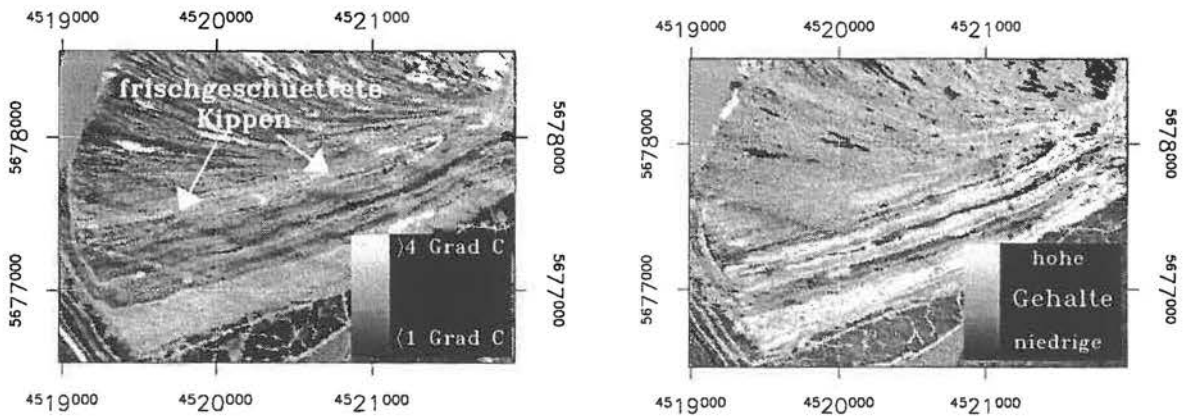


Abb. 7.46: DAIS 7915 Daten (Ausschnitt des südlichen Tagebaubereiches Zwenkau): Oberflächentemperaturen (links) bzw. qualitative Quarzverteilung (rechts)

Für eine weitergehendere Auswertung der fernerkundlich gemessenen Temperaturdaten erscheinen umfassende Informationen über den Zustand einzelner Rippen (Mineralbestand, Bodenfeuchte etc.) unabdingbar. Diese könnten als Eichpunkte genutzt werden. Von

Bedeutung sind ferner Erkenntnisse, bis in welche Tiefe - unter gegebenen Umständen - exotherme Prozesse detektierbar sind. Im Rahmen weiterer Arbeiten des Forschungsvorhabens sollen diese Punkte untersucht werden.

#### 7.4 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die vorgestellten Ergebnisse beschäftigen sich mit der Auswertung von DAIS 7915 Daten zur quantitativen Analyse von verkipptem sedimentärem Abraum der Tagebaue Espenhain und Zwenkau südlich von Leipzig. Neben Aussagen über den mineralogischen Stoffbestand konnten Oberflächentemperaturen aus Nachtthermaldaten (Tagebau Zwenkau) gewonnen werden. Diese scheinen Aufschlüsse hinsichtlich ablaufender Pyritoxidationsprozesse liefern zu können.

Ziel der Untersuchungen war die Ableitung einzelner quantitativer Oberflächenparameter aus Fernerkundungsdaten. Eine thematische Interpretation der Zusammensetzungen der Kippsubstrate mit Berücksichtigung des Ablaufs und der Auswirkungen geochemischer und mineralogischer Veränderungen ist Schwerpunkt der Arbeit von U. Wiegand vom UFZ Leipzig-Halle, die im Rahmen des beschriebenen Forschungsvorhabens zur Zeit durchgeführt wird.

In diesem Kapitel konnten Erkenntnisse, die durch laborspektroskopische Untersuchungen im thermalen Infrarot gewonnen wurden, zur flächenhaften Ansprache der Sedimente in Espenhain und Zwenkau aus DAIS 7915 Daten eingesetzt werden. Über Korrelationsrechnungen zwischen spektralen Parametern und Mineralgehalten wurde eine Bestimmung der quantitativen Quarzgehalte auf rund  $\pm 6$  Gew.-% durchgeführt. Die präsentierten Endprodukte der DAIS-Datenverarbeitung zeigen die Verteilung der entsprechenden Parameter (Quarzgehalt und Oberflächentemperatur), die den Ist-Zustand der Kippenoberflächen beschreiben und im Hinblick auf Mineralumsetzungsprozesse von Interesse sind.

Die Auswertung spektraler Emissionsgrade im thermalen Infrarot verlangte eine zusätzliche Verarbeitung der atmosphärisch korrigierten Daten. Drei Verfahren wurden eingesetzt, um im aufgezeichneten Signal die Temperatur und den Emissionsgrad zu separieren. Dabei konnte festgestellt werden, daß für die spezifischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes mit der Referenzkanal-Methode die besten Ergebnisse hinsichtlich einer quantitativen Auswertung der Spektralinformationen gewonnen wurden. Dieses Verfahren fand in der Verarbeitung der DAIS-Thermaldaten Anwendung.

Es konnte gezeigt werden, daß durch den Einsatz von abbildenden Spektrometerdaten verschiedener Spektralbereiche (VIS-SWIR II und TIR) ein bemerkenswerter Informationsgewinn zu verzeichnen ist. Während die spektralen SWIR-Daten neben einer Ableitung der Kaolinitgehalte Informationen über den TOC- und Pyritgehalt der Oberflächen liefern, geben die spektralen Informationen im thermalen Infrarot Auskunft über die quantitativen Quarzgehalte sowie Oberflächentemperaturen. Durch die Einbindung der Pyrit- und Quarzverteilung konnten Indizien gefunden werden, daß die erhöhten Oberflächentemperaturen der frisch geschütteten AFB-Kippen des Tagebaus Zwenkau in Zusammenhang mit exothermen Pyritoxidationsprozessen stehen. Daten von Multispektralscannern wie Landsat TM und Daedalus, die auch im VIS-TIR Bereich gewonnen werden, sind hingegen für mineralogische Untersuchungen dieser Art weitgehend ungeeignet, da die spektrale Auflösung nicht ausreichend ist.

Es liegen somit verschiedene physikalische, geochemische und mineralogische Parameter vor, die in direktem oder indirektem Zusammenhang mit Rekultivierungsmaßnahmen (z.B. Kippenstabilität, hydrogeologische Situation etc.) stehen. Durch Einbindung der verschiedenen Informationsebenen in ein Geographisches Informationssystem (GIS) sollte es gelingen, Parameter zu extrahieren, die sowohl für kurzfristige als auch für mittelfristige Fragestellungen eine hohe Relevanz besitzen. Die Ausführungen haben verdeutlicht, daß die vorgestellten Methoden der Fernerkundung einen wichtigen Beitrag hierzu liefern können.

## 8 Auswertung simulierter ASTER-Daten

### 8.1 Allgemeines

Die Untersuchung der stofflichen Zusammensetzung der Braunkohlenabraumkippen sowie der ablaufenden chemisch-physikalischen Prozesse (z.B. Mineralneubildungen bzw. -zersetzungen) verlangt – insbesondere im Hinblick auf mittel- und langfristige Veränderungen – den Einsatz multitemporaler und/oder multisensoraler Datensätze. Operationelle Satellitensysteme sind gekennzeichnet durch weitgehend weltweite Abdeckung, unmittelbare Erfassung großer Gebiete sowie relativ lange Einsatzdauer. Zudem ist in der Regel eine monatliche Beobachtung der Untersuchungsgebiete möglich.

Nachdem im Rahmen der vorliegenden Arbeit die quantitative mineralogische Analyse von Kippenmaterial mit Datensätzen, die mit dem abbildenden Spektrometer DAIS 7915 gewonnen wurden, demonstriert werden konnte, soll nachfolgend das zukünftige satellitengetragene ASTER-System (YAMAGUCHI et al., 1994) hinsichtlich seiner Eignung zur mineralogischen Differenzierung von Tagebaukippen untersucht werden. Die Untersuchungen lehnen sich an die Ausführungen unter Kap. 7 an.

Nach einer kurzen Systembeschreibung wird die Auslegung seiner Thermalinfrarot-Spektralkanäle betrachtet werden. Anschließend erfolgt eine Simulation von ASTER-Bilddaten unter Verwendung von DAIS 7915 Daten. Schließlich erfolgt eine Entmischung der simulierten ASTER-Daten. Es wird ein neues Entmischungsverfahren, welches im DLR entwickelt wurde, auf die simulierten ASTER-Daten angewandt. Dabei wird eine Verbesserung der geometrischen Auflösung unter weitgehender Beibehaltung der radiometrischen Information erreicht. Die dafür verwendete Multi-Sensor-Multi-Resolution-Technik (MMT) wird unter Kap. 8.4.2.1 beschrieben. Eine Interpretation der erzielten Ergebnisse sowie eine Abschätzung des Potential von ASTER-Daten (entmischt bzw. nicht entmischt) für die beschriebene Fragestellung bilden den Abschluß dieses Kapitels. Ein Teil der hier vorgestellten Ergebnisse ist bereits veröffentlicht (REINHÄCKEL et al., 1998).

### 8.2 ASTER Systembeschreibung

Anfang 1999 ist der Start des amerikanisch-japanischen *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) auf der EOS-AM1 Plattform als Teil des NASA *Earth Observing Systems* (EOS) geplant (ERSDAC, 1998b). ASTER wird damit der erste operationelle Satellitensensor sein, der über mehrere engbändige Spektralkanäle sowohl im SWIR II als auch im TIR verfügt. Die geometrische Auflösung von ASTER liegt, je nach Spektralbereich, zwischen 15-90m.

Das Instrument besteht aus drei separaten Subsystemen, die in unterschiedlichen Spektralbereichen arbeiten. Dabei verfügt jedes Subsystem über ein eigenes Objektiv. ASTER-Daten sollen für vielfältige Fragestellungen eingesetzt werden. Neben der Kartierung der Erdoberfläche sind die Ableitung von Temperaturinformationen sowie die Erzeugung digitaler Geländemodelle zu erwähnen. Die Spezifikationen von ASTER sind in Tab. 8.1 aufgeführt.

Tab. 8.1: ASTER-Spektralkanäle sowie radiometrische und geometrische Parameter (mod. nach YAMAGUCHI et al., 1994 und ERSDAC, 1998a)

Charakteristik	VNIR	SWIR	TIR
Spektralbänder	Band 1: 0.52-0.60 $\mu\text{m}$	Band 4: 1.600–1.700 $\mu\text{m}$	Band 10: 8.125-8.475 $\mu\text{m}$
	Band 2: 0.63-0.69 $\mu\text{m}$	Band 5: 2.145–2.185 $\mu\text{m}$	Band 11: 8.475-8.825 $\mu\text{m}$
	Band 3: 0.76-0.86 $\mu\text{m}$	Band 6: 2.185-2.225 $\mu\text{m}$	Band 12: 8.925-9.275 $\mu\text{m}$
		Band 7: 2.235-2.285 $\mu\text{m}$	Band 13: 10.25-10.95 $\mu\text{m}$
		Band 8: 2.295-2.365 $\mu\text{m}$	Band 14: 10.95-11.65 $\mu\text{m}$
		Band 9: 2.360-2.430 $\mu\text{m}$	
Bodenauflösung (m)	15	30	90
Cross-track Point. (deg.)	$\pm 24$	$\pm 8.55$	$\pm 8.55$
Cross-track Point. (km)	$\pm 318$	$\pm 116$	$\pm 116$
Schwadbreite (km)	60	60	60
Detektortyp	Silizium	Platinsilizid	HgCdTe
Rad. Auflösung (bits)	8	8	12

### 8.3 Analyse der ASTER-Spektralkanäle

Die Auswertung der ASTER-Spektralkanäle im Hinblick auf eine quantitative Analyse von verkipptem Abraum der Tagebaue Zwenkau und Espenhain beschränkt sich auf den Wellenlängenbereich des thermalen Infrarot (ASTER Kanäle 10-14), da für diesen Bereich hochauflösende Laborspektren zur Verfügung stehen (vgl. Kap. 6). Zunächst erfolgte eine Anpassung der Labordaten auf die spektralen Responsekurven von ASTER. Es folgten Korrelationsrechnungen, die spektrale Parameter und analytisch bestimmte Mineralgehalte einbeziehen. Die Untersuchungen lehnen sich an die Darstellungen unter Kap. 7.3.2.1 an.

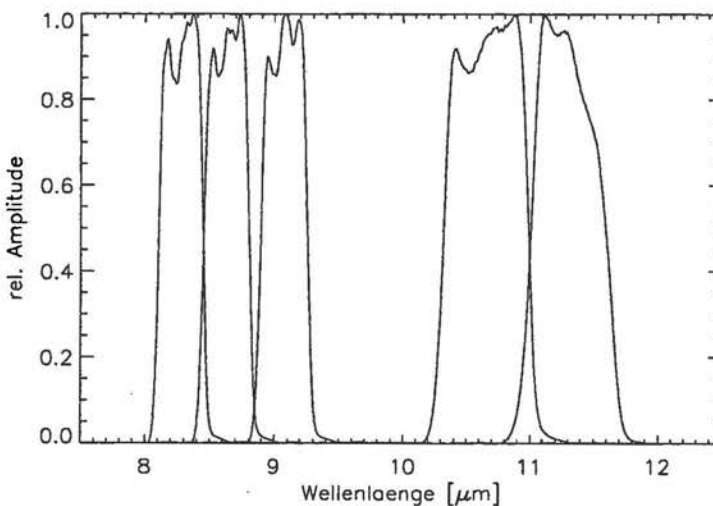


Abb. 8.1: Spektrale Responsefunktionen von ASTER im thermalen Infrarot



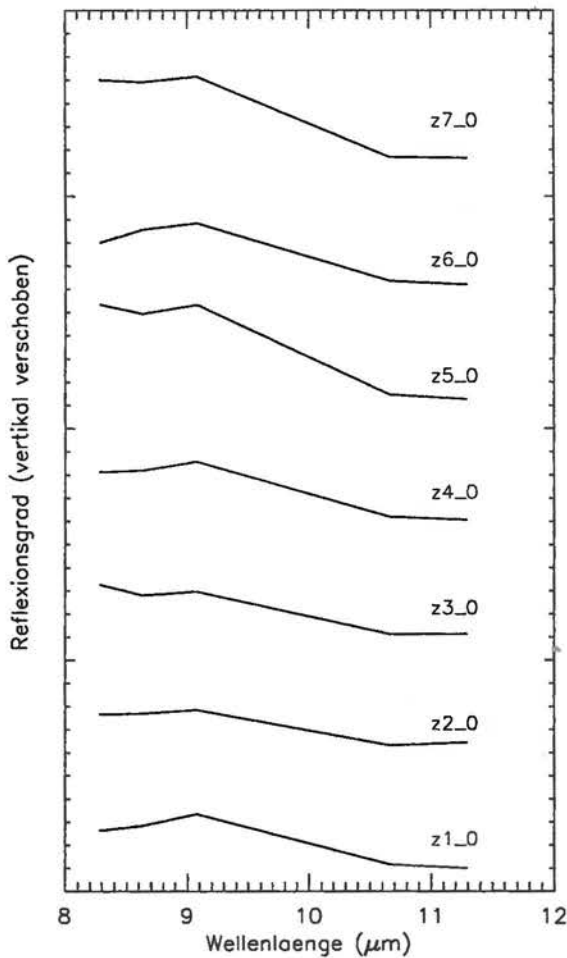


Abb. 8.2: Reflexionsspektren Zwenkauer Geländeprobe, angepaßt auf spektrale Charakteristik von ASTER (Spektren vertikal um  $R=0.05$  verschoben)

Die Anpassung der Laborspektren wurde unter Verwendung der in Abb. 8.1 dargestellten spektralen Responsekurven durchgeführt. Man erkennt, daß sich im Wellenlängenbereich von 8-9.5µm drei Kanäle mit einer Bandbreite von rund 350nm befinden.

In Abb. 8.2 sind Laborspektren von Geländeprobe des Tagebaus Zwenkau (vgl. Abb. 6.16) nach der Anpassung auf ASTER aufgeführt. Die Kurven sind vertikal um einen Reflexionsgrad  $R=0.05$  verschoben. Es wird deutlich, daß der Vorgang des Resampling zu einem Verlust spektraler Information geführt hat. Enge Spektralmerkmale bei 8.6µm und 9.8µm sind in den angepaßten Spektren nicht als solche erkennbar. Man findet jedoch weiterhin vielfältige spektrale Unterschiede, die im Rahmen einer Korrelationsuntersuchung näher betrachtet wurden.

Ziel der nachfolgenden Auswertungen ist eine Bestimmung spektraler Parameter, die in einer linearen Beziehung mit der mineralogischen Zusammensetzung der Kippenproben stehen. Es wurden verschiedene Kanalratiokombinationen und Kanalintensitäten berechnet und gegen die analytisch bestimmten Mineralgehalte aufgetragen (s. Anhang B). Die Reflexionsspektren wurden dazu

in Emission (Kirchhoff'sches Gesetz, vgl. Kap. 3.3.2.2) umgerechnet. Einige Korrelationsergebnisse für Quarz finden sich in Tab. 8.2.

Die höchste Korrelation für die gesamte Probenreihe ergibt sich für das ASTER-Kanalratio K10/K14. Das Bestimmtheitsmaß liegt für Espenhain bei  $R^2=0.75$  und für Zwenkau bei  $R^2=0.63$ . Die resultierenden Regressionsgraden weichen leicht voneinander ab; die lineare Regression für alle Originalproben erbrachte ein Bestimmtheitsmaß von  $R^2=0.66$ . Löst man die Regressionsgleichung nach [Quarz] auf, ist unter Verwendung des Kanalratios  $Q$  (K10/K14) eine Bestimmung des Quarzgehaltes innerhalb einer statistischen Schwankungsbreite von  $\pm 6.0$  Gew.-% möglich ( $S_{y,x}$ ). Die Gleichung hierfür lautet:

$$[\text{Quarz}] = -476,2 Q + 529 \quad (\text{Gl. 8.1})$$

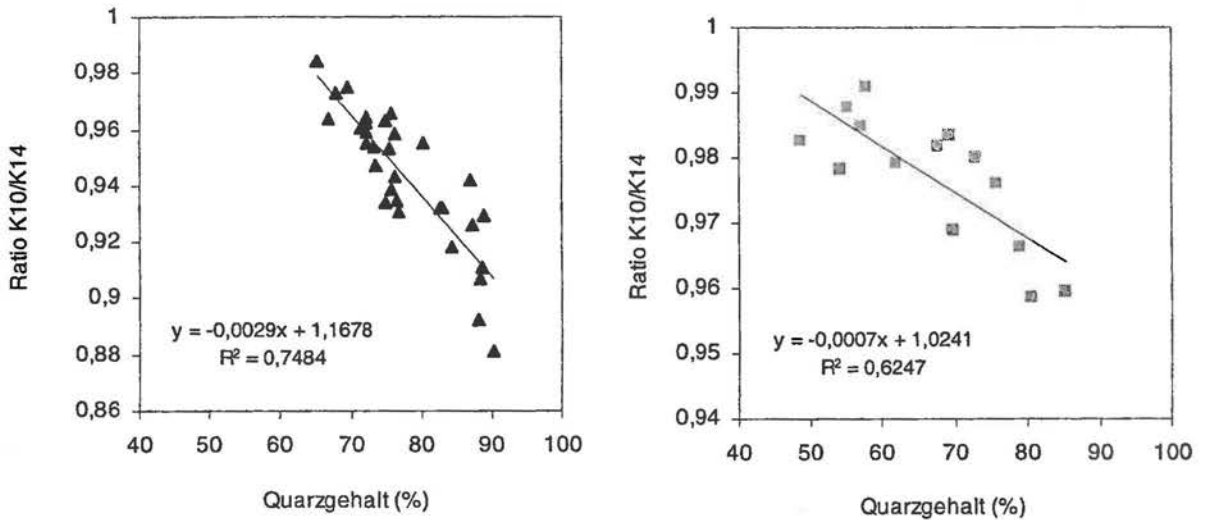


Abb. 8.3: Kanalratiowerte ASTER K10/K14 gegen den Quarzgehalt (links: Espenhain, rechts: Zwenkau)

Somit kann festgehalten werden, daß die spektrale Definition der ASTER-Thermalkanäle eine quantitative Quarzanalyse der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Kippensubstrate erlaubt. Die erzielten Ergebnisse weisen gegenüber den Ergebnissen der DAIS-Auswertungen (vgl. Kap. 7.3.2.1) ähnliche Werte auf. Es zeigt sich, daß die engere Definition der Thermalkanäle im Vergleich zum DAIS 7915 für die gewählte Fragestellung zu keiner wesentlichen Verbesserung der Ergebnisse führt.

Hohe Werte werden insbesondere für die Verwendung der Kanäle 10, 11 und 14 erreicht. Insbesondere die Kanäle 10 und 11 erfassen dabei die Ausbildung der Reststrahlenbande zwischen 8 und 9  $\mu\text{m}$ . Da die Ausprägung dieses Spektralmerkmals in dieser (Position, Höhe) wesentlich durch Quarz bestimmt wird (vgl. Kap. 6), ist eine Ableitung des Mineralgehaltes über die Informationen in diesen Spektralbereichen möglich. Von seiner Auslegung ist Kanal 11 am besten mit DAIS Kanal 74 zu vergleichen (vgl. Abb. 7.30). Die Einbindung von Kanal 14 hingegen dient zur Korrektur möglicher Reflexionsgradschwankungen (Offsets) der verwendeten Laborspektren.

Tab. 8.2: Korrelationsergebnisse ( $R^2$ ) der linearen Regressionsrechnungen (ASTER-Kanalratiowerte bzw. -Kanalintensitäten gegen Quarzgehalte)

Kanalratios bzw. Kanalintensitäten	Espenhain	Zwenkau	Espenhain und Zwenkau (gesamte Probenserie)
Kanal 10/Kanal 14	0.75	0.63	0.66
Kanal 10	0.73	0.58	0.64
Kanal 11/Kanal 14	0.67	0.78	0.63
Kanal 12/Kanal 11	0.06	0.008	0.12

Eine Quantifizierung weiterer Probenbestandteile konnte nicht durchgeführt werden. Die zur quantitativen Analyse (z.B. von Kaolinit) der Labordaten verwendeten engen Absorptions-

banden sind in den ASTER-Daten unterdrückt. Eine äußerst schwache Ausprägung des Transparenz-Merkmals verhindert die Nutzung dieses Merkmals.

#### 8.4 ASTER Bilddaten-Simulation

Nach Untersuchung der spektralen Definition der ASTER TIR-Kanäle hinsichtlich quantitativer Mineralunterscheidungen sollen nun simulierte ASTER-Bilddaten betrachtet werden. Dieser Schritt ist von Bedeutung, um das Potential zukünftiger Daten für vergleichbare Fragestellungen umfassend beurteilen zu können. Dabei spielt die geometrische Auflösung eines Sensors eine bedeutende Rolle.

Die Simulation von ASTER-Bilddaten erfolgte mit DAIS 7915 Daten des Tagebaus Zwenkau vom 30.5.96 (REINHÄCKEL et al., 1998). Ein Vergleich der Systemcharakteristik (vgl. Kap. 4.2) läßt eine weitgehend übereinstimmende spektrale Abdeckung der beiden Systeme erkennen. Die DAIS 7915 Daten wurden systemkorrigiert, kalibriert sowie atmosphärisch und geometrisch korrigiert. Die Georeferenzierung (Gauß-Krüger-Koordinaten) wurde mittels nichtparametrischem Ansatz über Paßpunkte erreicht. Im thermalen Infrarot erfolgte lediglich eine Berücksichtigung von Streulicht und Transmission (vgl. Kap. 5.1). Emissionsgrade wurden zunächst nicht berechnet.

Die ASTER-Datensimulation wurde in zwei Schritten durchgeführt. Zunächst wurden die 79 DAIS 7915 Spektralkanäle zu 14 simulierten ASTER-Kanälen zusammengefaßt. Anschließend erfolgte eine Anpassung der geometrischen Auflösung.

Die Zusammenfassung der DAIS 7915 Kanäle wurde mit Hilfe eines von B. Zhukov (DLR, Institut für Optoelektronik) geschriebenen Programmes durchgeführt. Es wurde bei ZHUKOV et al. (1997) für die Simulation von BIRD-Daten vorgestellt und für ASTER adaptiert. In Abb. 8.4 sind die durch die Kanalzusammenfassung erzeugten spektralen Responsefunktionen von ASTER (gepunktete Kurven) mit den in der Literatur spezifizierten ASTER-Spektralkurven (durchgezogen) verglichen. Die Übereinstimmung im VIS, NIR und SWIR ist sehr gut. Die hohe Anzahl an DAIS Kanälen läßt in diesen Wellenlängenbereichen eine nahezu ideale Simulation der ASTER-Spektralkanäle zu. Abweichungen treten hingegen im thermalen Infrarot auf. Die geringe Anzahl sowie die relative Breite der DAIS Kanäle macht eine Zusammenfassung unmöglich. Im Rahmen der Simulationsrechnungen mußten aus diesem Grunde die DAIS Kanäle 74-78 (ASTER Kanäle 10-14) in unveränderter Auslegung verwendet werden.

Die Anpassung der Daten an die geometrische Auflösung von ASTER bildete den zweiten Teil der Simulation. Die Auflösung der DAIS-Daten wurde unter Verwendung einer angenommenen Gauß'schen Point-Spread Funktion (PSF) mit Schrittweiten von 15m (ASTER Kanäle 1-3), 30m (Kanäle 4-9) sowie 90m (Kanäle 10-14) reduziert (ZHUKOV et al., 1998a). Sensorbedingte Störeffekte (z.B. fehlerhafte Coregistrierung der Spektrometer) wurden berücksichtigt. Weitere Informationen finden sich bei ZHUKOV et al. (1998a, 1998b). Da mit der Verringerung der geometrischen Auflösung eine Erhöhung des SNR's verbunden ist, wurde den simulierten Daten ein künstliches Rauschen überlagert, das an die Spezifikation von ASTER ( $NE\Delta T = 0.3K$ , YAMAGUCHI et al., 1994) angelehnt ist.

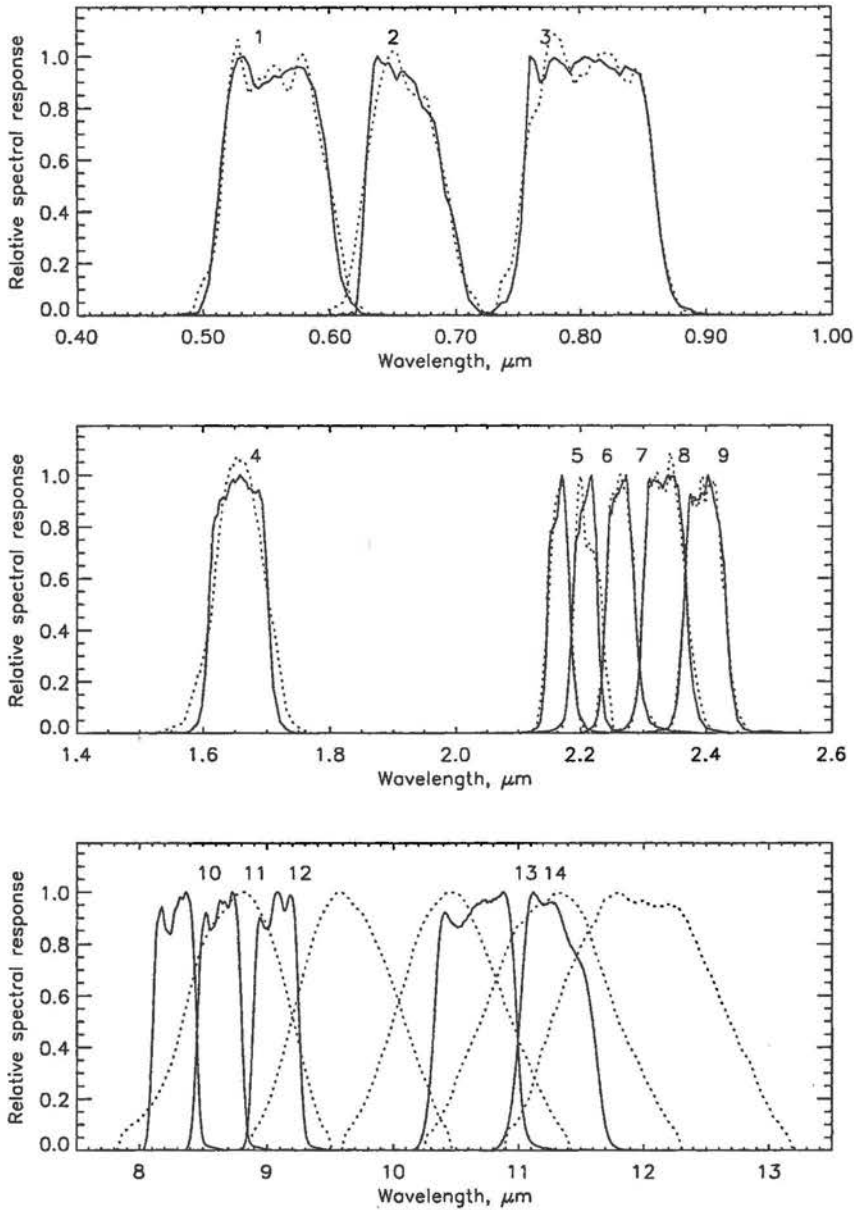
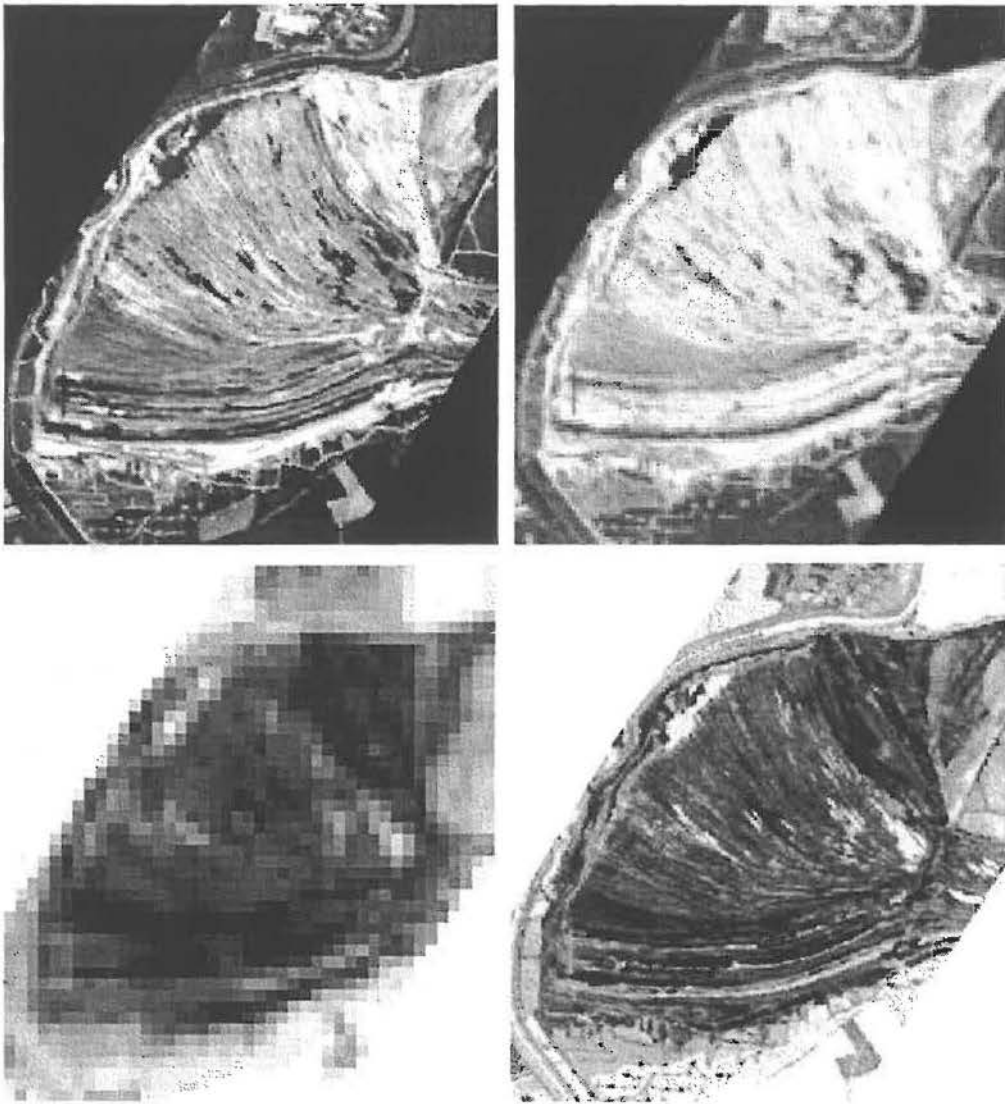


Abb. 8.4: Spezifizierte ASTER-Responsekurven (durchgezogen) und simulierte ASTER-TIR-Responsekurven bzw. DAIS 7915 TIR-Responsekurven (gepunktet)

#### 8.4.1 Vergleich von simulierten und realen Datensätzen

Die Untersuchung der simulierten ASTER-Bilddaten beschränkt sich zunächst auf visuelle Betrachtungen. Die Darstellungen werden durch einen Vergleich von simulierten Daten (Pixelgröße 15m, 30m, 90m) und „DAIS-Referenzdaten“ ergänzt. Bei diesen Referenzdaten erfolgte eine Anpassung der geometrischen Auflösung auf 15m bzw. 30m in allen Spektrometern. Dies ermöglicht schließlich eine Abschätzung der durch die geringere Auflösung bedingten Informationsverluste.



*Abb. 8.5: Simulierte ASTER-Bilddaten, TB Zwenkau (links oben: Kanal 1, 15m Pixelgröße; rechts oben: Kanal 7, 30m Pixelgröße; links unten: Kanal 10 (Emissionsgrade, 90m Pixelgröße); rechts unten: Referenzdaten Kanal 10 (Emissionsgrade, 15m Pixelgröße))*

In Abb. 8.5 sind simulierte ASTER-Daten sowie DAIS-Referenzdaten dargestellt. Bei den TIR Bildern handelt es sich um Emissionsgraddarstellungen. Die Trennung von Temperatur und Emission im thermalen Infrarot wurde mit der Referenzkanalmethode (KAHLE et al., 1993) erreicht. Der konstante Emissionsgrad in Kanal 14 wurde dazu auf  $\epsilon = 0.985$  festgesetzt. Ausführlich wurde auf verschiedene Methoden sowie deren Genauigkeit im Hinblick auf Extraktion spektraler Informationen unter Kap. 7.3.1 eingegangen.

Man erkennt, daß durch die geringere räumliche Auflösung von ASTER im SWIR- und insbesondere im TIR-Bereich kleinräumige Strukturen innerhalb der Tagebaukippen verschwinden und nur großflächige Phänomene unterschieden werden können. Im TIR (Pixelgröße 90m) kommt dies am stärksten zur Geltung. Einzelne Abraumkippen sind in diesen Daten, ebenso wie in den SWIR-Daten, nicht voneinander zu trennen. Es sind nur großflächige Strukturen weiterhin vorhanden.



Eine Untersuchung lokal engbegrenzter Prozesse - wie beispielsweise Erosionsphänomene bzw. Alterationen einzelner Kippen - wird folglich mit gering aufgelösten Daten nur unter Berücksichtigung der Mischpixelinformation möglich sein. Dies kann jedoch im vorliegenden Fall mit einer sehr ähnlichen spektralen Charakteristik der Sedimente als schwierig, wenn nicht unmöglich erachtet werden. Auf die Nutzung der unterschiedlichen spektralen Informationen soll nicht detailliert eingegangen werden. Die Nutzung verschiedener Spektralbereiche zur stofflichen Differenzierung der Tagebaumaterialien erfolgte unter Kap. 7. Eine Betrachtung von simulierten ASTER-Reflexionsspektren im Vergleich zu DAIS 7915 Daten erscheint jedoch sinnvoll.

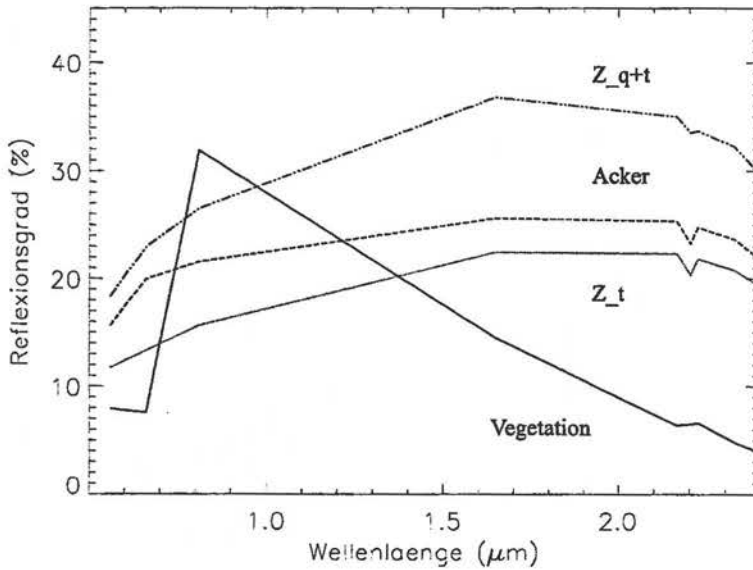


Abb. 8.6: Reflexionsspektren, extrahiert aus simulierten ASTER-Daten

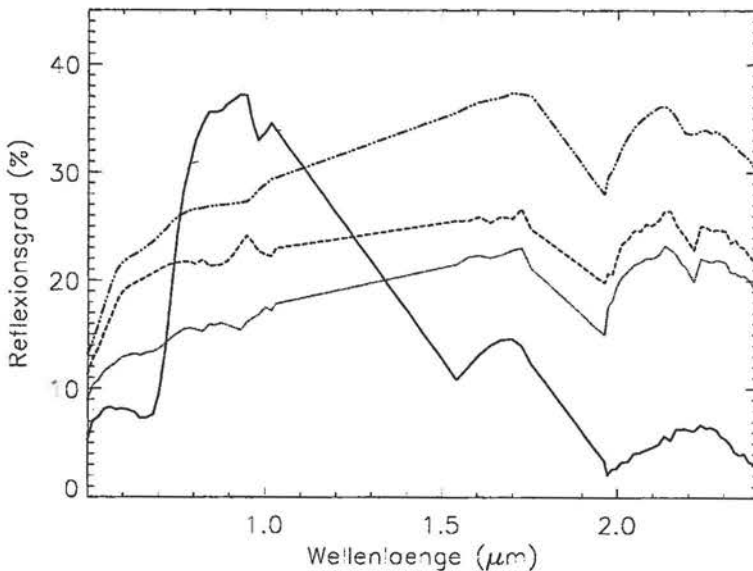


Abb. 8.7: Reflexionsspektren, extrahiert aus realen DAIS 7915 Daten

In Abb. 8.6 und Abb. 8.7 sind aus ASTER-Bilddaten extrahierte Reflexionsspektren unterschiedlicher Oberflächentypen und korrespondierende DAIS-Reflexionsspektren im Wellenlängenbereich von 0.5-2.4 $\mu\text{m}$  gegenübergestellt. Die Spektren mit der Bezeichnung Z\_t und Z\_q+t stehen für tertiäre bzw. quartäre und tertiäre AFB-Mischkippsedimente aus Zwenkau. Die DAIS-Spektren lassen auch schwache spektrale Merkmale über einen breiten Spektralbereich hervortreten. Die geringere Kanalanzahl bei ASTER zeigt insbesondere im VIS und SWIR II eingeschränkte Informationen. So ist beispielsweise der Reflexionspeak der Vegetation bei 0.6 $\mu\text{m}$  nur schematisch vorhanden. Insgesamt sind allerdings die charakteristische Verläufe in den ASTER-Daten weitgehend erkennbar, so auch eine durch Tonminerale verursachte Absorptionsbande bei 2.2 $\mu\text{m}$ . Die relativ hohe spektrale Auflösung in diesem Wellenlängenbereich erlaubt eine weitergehende Untersuchung dieses Merkmals.

#### 8.4.2 ASTER-Bilddatenentmischung

Quantitative geophysikalisch-mineralogische Auswertungen aerokosmischer Spektrometerdaten sind von der spektralen Auflösung und von der geometrischen Auflösung abhängig. Kleinräumige Strukturen bedingen in Fällen unzureichender geometrischer Auflösung die Erzeugung sogenannter Mischpixel, die Informationen verschiedener Oberflächenelemente beinhalten. Eine geologische Interpretation dieser Daten wird daher erschwert. Es existieren Entmischungsmodelle, die bei Kenntnis der zum Mischsignal beitragenden Einzelsignaturen (engl. *endmember*) eine quantitative Aufschlüsselung der einzelnen Anteile erlauben (BOARDMAN, 1989).

Nachfolgend soll ein Verfahren vorgestellt werden, mit dessen Hilfe eine Verbesserung der geometrischen Auflösung von Fernerkundungsdaten unter weitgehender Beibehaltung der radiometrischen Information erlangt werden kann. Die Entmischung der Daten erfolgte mit der Multi-Sensor-Multi-Resolution-Technik (MMT), die von ZHUKOV & OERTEL (1995) entwickelt worden ist. Bilddaten mit niedriger geometrischer Auflösung sollen auf diese Weise „geschärft“ werden und können anschließend zu weiteren spektralen Auswertungen herangezogen werden. Als Grundlage der Entmischung dienen die hoch- und mittelauflösenden reflektiven Kanäle, in diesem Fall die ASTER-Kanäle 1-9 mit 15 bzw. 30m Pixelgröße.

Dargelegt wird der o.a. Algorithmus am Beispiel der simulierten ASTER-Daten vom Tagebau Zwenkau. Wie in Abb. 8.5 deutlich geworden ist, gehen mit einer Pixelgröße von 90m im thermalen Infrarot vielfältige räumliche Informationen verloren. Diese Informationen können insbesondere im Hinblick auf eng begrenzte Mineralneubildungen bzw. Stofftransporte infolge Erosion etc. von Bedeutung sein. Aufgrund der geringen Ausdehnung der einzelnen Rippen, die sich in der Regel über 10-30m Breite erstrecken, kann von einer Beeinflussung der quantitativen mineralogischen Analyse der Kippensubstrate infolge der geringen Auflösung der ASTER TIR-Kanäle (90m Pixelgröße) ausgegangen werden. Eine Erhöhung der geometrischen Auflösung läßt folglich – da das Mischpixelproblem verringert wird – eine genauere Auswertung der ASTER-Fernerkundungsdaten erwarten.

Nach der Beschreibung des MMT-Algorithmus erfolgen eine Untersuchung der radiometrischen Genauigkeit der durchgeführten Entmischung sowie eine Diskussion der erzielten Ergebnisse.

### 8.4.2.1 MMT-Algorithmus

Die Multi-Sensor-Multi-Resolution-Technik (MMT, ZHUKOV & OERTEL, 1995) stellt, ähnlich wie beispielsweise der IHS-Merge und der Principal-Component-Merge (GILLESPIE et al., 1986; KAUFMANN, 1988), eine Methode dar, um Bilddaten unterschiedlicher räumlicher Auflösung zu kombinieren und auf diese Weise zu einer erhöhten Bildschärfe zu gelangen. Im Gegensatz zu o.g. Techniken bewahrt der MMT-Algorithmus weitestgehend die radiometrische Information der Daten. Spektrale Auswertungen etc. können nach der Entmischung erfolgen. Der MMT-Algorithmus (Moving-Window-Modus) soll nachfolgend kurz vorgestellt werden. Ausführlich wird das Verfahren bei ZHUKOV et al. (1998a, 1998b) dargelegt. Folgende Operationen werden ausgeführt:

1. Unüberwachte Klassifikation der höher auflösenden reflektiven Kanäle. Das Ergebnis ist eine Klassifizierung  $k(m,n)$  mit  $k$ = Klassennummer und  $m,n$ = Pixelkoordinate der reflektiven Kanäle.

2. Definition der Klassenanteile  $c_i(k,l,s)$  am multispektralen Signal der einzelnen TIR-Pixel:

$$c_i(k,l,s) = \sum_{m,n} \delta(k - k'(m,n)) \rho_i(l,s;m,n),$$

mit  $\rho_i(l,s;m,n)$  = Point-spread-Funktion (PSF) jedes TIR-Kanals  $i$ , die den Beitrag der reflektiven Pixel am Gesamtsignal des TIR-Pixels  $(l,s)$  in Kanal  $i$  charakterisieren;  $\delta(k - k')$  ist gleich 1, wenn  $k = k'$  und gleich 0, wenn  $k \neq k'$ .

3. Gewinnung der mittleren, im TIR emittierten Strahldichten  $\bar{S}_i(k)$  für die Klassen innerhalb eines Fensters (engl. *window*) durch Invertierung eines linearen Mischungsmodells (unabhängig für jeden TIR-Kanal):

$$S_i(l,s) = \sum_{k=1}^K c_i(k,l,s) \bar{S}_i(k), \quad (\text{Gl. 8.2})$$

mit  $S_i(l,s)$  = Strahldichte eines TIR-Pixels  $(l,s)$  in Kanal  $i$ . Die Anzahl der Gleichungen (Gl. 8.2) ist gleich der Anzahl von TIR-Pixeln im Fenster  $N$ . Die Invertierung wird durch die Methode der kleinsten Quadrate der Funktion  $F$  erreicht:

$$F = \sum_{(l,s) \neq (l_0,s_0)} \left( S_i(l,s) - \sum_{k=1}^K c_i(k,l,s) \bar{S}_i(k) \right)^2 + \alpha \frac{N-1}{K} \sum_{k=1}^K (\bar{S}_i(k) - \bar{S}'_i(k))^2. \quad (\text{Gl. 8.3})$$

Die erste Summe in (8.3) wird über alle Pixel im Fenster mit Ausnahme des Zentralpixels  $(l_0,s_0)$  gebildet. Gleichung 8.2 wird für das zentrale Pixel  $(l_0,s_0)$  als Randbedingung (engl. *constraint*) verwendet. So wird sichergestellt, daß die Gesamtstrahldichte des entmischten Bildes in der Region des zentralen Pixels mit niedriger Auflösung gleich dem des Originalpixels ist. Die zweite Summe in (8.3) wird zur Regulierung (Regulierungsfaktor  $\alpha$ ) der Lösung verwendet. Abweichungen zwischen  $\bar{S}_i(k)$  und  $\bar{S}'_i(k)$  werden so limitiert. Der Faktor  $(N_{MI} - 1)/K$  dient der Kompensation von Unterschieden in der Anzahl der Terme in der ersten und zweiten Summe.

4. Restaurierung des entmischten TIR-Bildes, indem den hochauflösenden Pixeln des klassifizierten Bildes im Bereich des zentralen, gering aufgelösten TIR-Pixels die berechnete mittlere Strahldichte  $\bar{S}_i(k)$  zugewiesen wird. Die Entmischung verläuft für jedes Fenster einzeln. Die Fenstergröße von 7x7 Pixeln und ein Regulierungsfaktor  $\alpha=0.5$  haben sich als weitgehend optimal herausgestellt (ZHUKOV et al., 1998a).

Der MMT-Algorithmus weist gegenüber herkömmlichen Verfahren folgende Vorteile auf:

- Keine a priori Informationen der spektralen Klassen (z.B. Emissionsgrade) werden benötigt. Diese werden durch Invertierung des linearen Mischungsmodells berechnet.
- Die Technik kann mit einer großen Anzahl von Klassen verwendet werden, die nicht durch die Zahl der Spektralkanäle limitiert ist, sondern durch die Zahl der TIR-Pixel in einem Fenster.
- Durch den Algorithmus können hochaufgelöste TIR-Bilder konstruiert und nicht nur Klassenanteile im geringaufgelösten Bild abgeschätzt werden.

Auf der anderen Seite ist die prinzipielle Einschränkung der MMT, daß das Entmischen der TIR-Pixel nur relativ zu den Klassen, die in den reflektiven Daten unterschieden werden, erfolgen kann. Mit Hilfe gewisser Vorgaben (Randbedingung, engl. *constraint*) ist jedoch die Übernahme der thermalen Variationen aus dem Originalbild in das Entmischungsbild gewährleistet, auch wenn diese Merkmale nicht in den reflektiven Daten auftreten.

#### 8.4.2.2 Untersuchung entmischter ASTER-Daten

Die Entmischung der simulierten ASTER-Daten basierte auf den VIS/NIR (15m Pixelgröße) sowie den SWIR Daten (30m). Die Anzahl der spektralen Klassen wurde auf 7, 10 und 14 gesetzt. Generell wurde zur Datenverarbeitung der „Moving-Window“-Ansatz gewählt. Da die Untersuchungen die Eignung des Verfahrens hinsichtlich einer mineralogischen Quantifizierung betrachten, wurden im thermalen Infrarot aus dem registrierten Signal spektrale Emissionsgrade berechnet. Die hierfür eingesetzte Referenzkanalmethode ist unter Kap. 7.3.1.1.2 vorgestellt worden. Der konstante Emissionsgrad in Kanal 14 wurde auf  $\epsilon=0.985$  gesetzt.

Die Qualität der Entmischung wurde auf unterschiedliche Weise abgeschätzt. Neben der Betrachtung einzelner Kanäle wurden Ratiobilder von Referenzdaten und entmischten Daten berechnet (REINHÄCKEL et al., 1998). Die statistischen Ergebnisse sind tabellarisch wiedergeben. Ferner wurden Emissionsspektren extrahiert und gegenübergestellt.

Stellvertretend für die verschiedenen Entmischungsergebnisse sind in Abb. 8.8 geokodierte Daten mit 15m Pixelgröße aufgeführt (10 spektrale Klassen). Für diese Entmischung wurden ausschließlich die VNIR-Kanäle (Klassifikationsbasis) der simulierten ASTER-Daten herangezogen. Bei der Entmischung auf 30m Pixelgröße haben hingegen die SWIR-Kanäle als Klassifikationsbasis gedient. Als Vergleich dient das Originalbild (90m) sowie zwei Ratiobilder. Die Ratiobilder wurden durch Division von entmischten Daten und Referenzdaten gebildet. Die Referenzbilder wurden aus DAIS 7915 Daten erzeugt, wobei die spektrale Charakteristik von ASTER mit einer erhöhten räumlichen Auflösung (15m in allen Kanälen) kombiniert wurde. Die Referenzdaten stellen folglich das „ideale“ Ergebnis einer vollkommenen ASTER-Datenentmischung dar. Maximale bzw. minimale Abweichungen sind in den Ratio-Darstellungen angegeben.



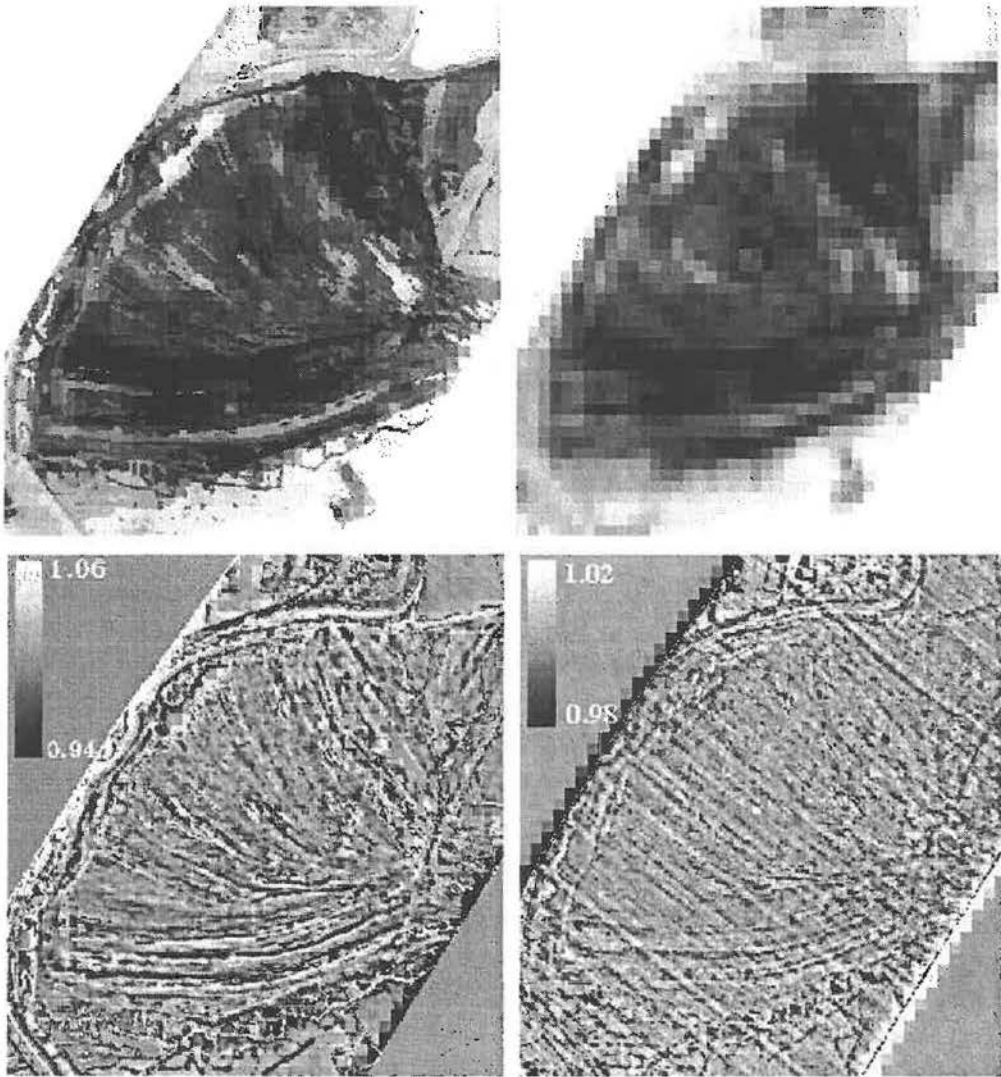


Abb. 8.8: Vergleich von simulierten und MMT-entmischten ASTER TIR-Daten (links oben: MMT-entmischte (10 Klassen), Kanal 10, 15m Pixelgröße; rechts oben: ASTER TIR-Daten, Kanal 10, 90m; links unten: Ratio Referenzdaten 15m/MMT-entmischte ASTER-Daten, Kanal 10, 15m; rechts unten: Ratio Referenzdaten 15m/MMT-entmischte ASTER-Daten, Kanal 13, 15m)

Man erkennt, daß durch die Prozessierung mit der MMT eine Verbesserung der räumlichen Auflösung innerhalb vieler Bereiche des Tagebaus erzielt wurde. Die spektralen Merkmale (Emissionsgrade) sind in den entmischten Daten weitgehend erhalten, während zudem kleinräumige Informationen aufgelöst werden konnten. Eine aussagekräftige Darstellung stellen die Ratiobilder dar. Emissionsgradunterschiede treten in hellen bzw. dunklen Tönen hervor. Die größten Unterschiede sind insbesondere in den kleinräumigen Strukturen im unteren Teil der Kippe anzutreffen. Die Abweichungen zwischen Referenz- und entmischten Daten erreichen bis zu rund 6%. Die Entmischung weist daher in diesen Regionen entsprechende Fehler auf. Geringe Unterschiede sind hingegen in vielen großflächigen Gebieten vorhanden. Im Ratiobild erscheinen beispielsweise Vegetation und Wasserflächen grau. Die spektralen Informationen wurden weitgehend unverändert berechnet. Man kann feststellen, daß das Ratiobild für Kanal 10 vielfältige strukturelle Informationen zeigt. Hingegen kommt in Kanal



13, der über wesentlich geringere Emissionsgradschwankungen verfügt, das Rauschen stärker zur Geltung.

Eine Abschätzung der radiometrischen Genauigkeit ist in Tab. 8.3 dokumentiert. Aufgeführt sind die statistischen Ergebnisse (Min, Max, Mean, Stdev) für verschiedene Entmischungsdurchläufe mit variierender Klassenanzahl und Auflösung. Dabei wurden die Referenzbilder durch entmischte Daten dividiert (REINHÄCKEL et al., 1998). Es zeigt sich, daß die höchste statistische Genauigkeit in Kanal 10 für die Entmischung mit 30m SWIR-Daten erreicht wird. Die Standardabweichung (Stdev) mit 0.0059 entspricht einer Abweichung der Emissionsgrade von 0.59%. Generell liegen die Werte unter 1%. Größere Variationen weisen die Min/Max Werte auf. Es sei darauf hingewiesen, daß die Ergebnisse im Zusammenhang mit den in der Szene anzutreffenden tatsächlichen Emissionsgradschwankungen zu sehen sind. Die Oberflächentypen zeigen spektrale Emissionsgrade, die sich etwa zwischen  $\epsilon = 0.9-0.99$  (Kippen-substrate bzw. Wasser) bewegen. In Kanal 13 hingegen treten wesentlich geringere Abweichungen auf. Das Beispiel in Tab. 8.3 illustriert, daß die maximalen Variationen bei 1.8% liegen. Die Standardabweichung erreicht nur rund 0.1%. Grund hierfür sind kleinere Emissionsgradunterschiede der vorhandenen natürlichen Oberflächen in diesem Kanal.

Tab. 8.3: Radiometrische Genauigkeit der MMT-Entmischung (statistische Abweichungen zwischen Referenzdaten und entmischten ASTER-Daten)

Beschreibung	Min	Max	Mean	Stdev
<i>Kanal 10, Pixelgröße 15m</i>				
Ratio Referenz/MMT-entmischt (7 Klassen VNIR)	0.9533	1.0517	1.0001	0.0084
Ratio Referenz/MMT-entmischt (10 Klassen VNIR)	0.9563	1.0560	1.0000	0.0082
Ratio Referenz/MMT-entmischt (10 Klassen VNIR, Rauschen hinzugefügt)	0.9386	1.0579	1.0000	0.0088
Ratio Referenz/MMT-entmischt (14 Klassen VNIR)	0.9391	1.0536	1.0001	0.0085
<i>Kanal 10, Pixelgröße 30m</i>				
Ratio Referenz/MMT-entmischt (7 Klassen, SWIR)	0.9660	1.0676	1.0003	0.0079
Ratio Referenz/MMT-entmischt (10 Klassen, SWIR)	0.9637	1.0360	1.0001	0.0059
Ratio Referenz/MMT-entmischt (10 Klassen, SWIR, Rauschen hinzugefügt)	0.9428	1.0753	1.0004	0.0076
Ratio Referenz/MMT-entmischt (14 Klassen, SWIR)	0.9613	1.0407	1.0001	0.0058
<i>Kanal 13, Pixelgröße 15m</i>				
Ratio Referenz/MMT-entmischt (10 Klassen, VNIR, Rauschen hinzugefügt)	0.9820	1.0150	0.9999	0.0014

In Abb. 8.9 wurden Emissionsgradspektren aus der Referenz- und entmischten Szene extrahiert. Die Anzahl der gemittelten Bildpunkte liegt zwischen 25 und 121 Pixel. Die Abweichungen zwischen beiden Darstellungen können als gering angesehen werden. Nicht nur der allgemeine Verlauf der Kurven ist ähnlich, sondern auch die absoluten Werte weisen eine

gute Übereinstimmung auf. Die weitgehende Erhaltung der radiometrischen Information läßt – mit Einschränkung - folglich eine weiterführende Analyse der Emissionspektren zu. Quarzgehalte können in Anlehnung an die Auswertungen unter Kap. 8.3 über das Ratio von Kanal 10/14 abgeleitet werden. Die sich daraus ergebenden Abweichungen zwischen den aus Referenzdaten bzw. aus entmischten ASTER-Daten errechneten Mineralgehalten stehen in Zusammenhang mit den statistischen Werten in Tab. 8.3.

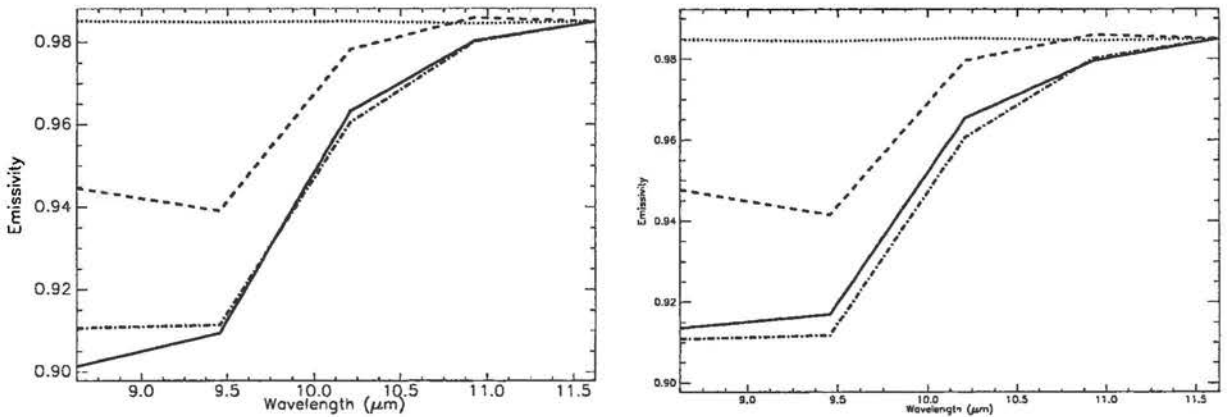


Abb. 8.9: Emissionsgradspektren verschiedener Oberflächen (links: simulierte ASTER TIR-Daten, Pixelgröße 90m; rechts: MMT-entmischte ASTER TIR-Daten, Pixelgröße 15m)

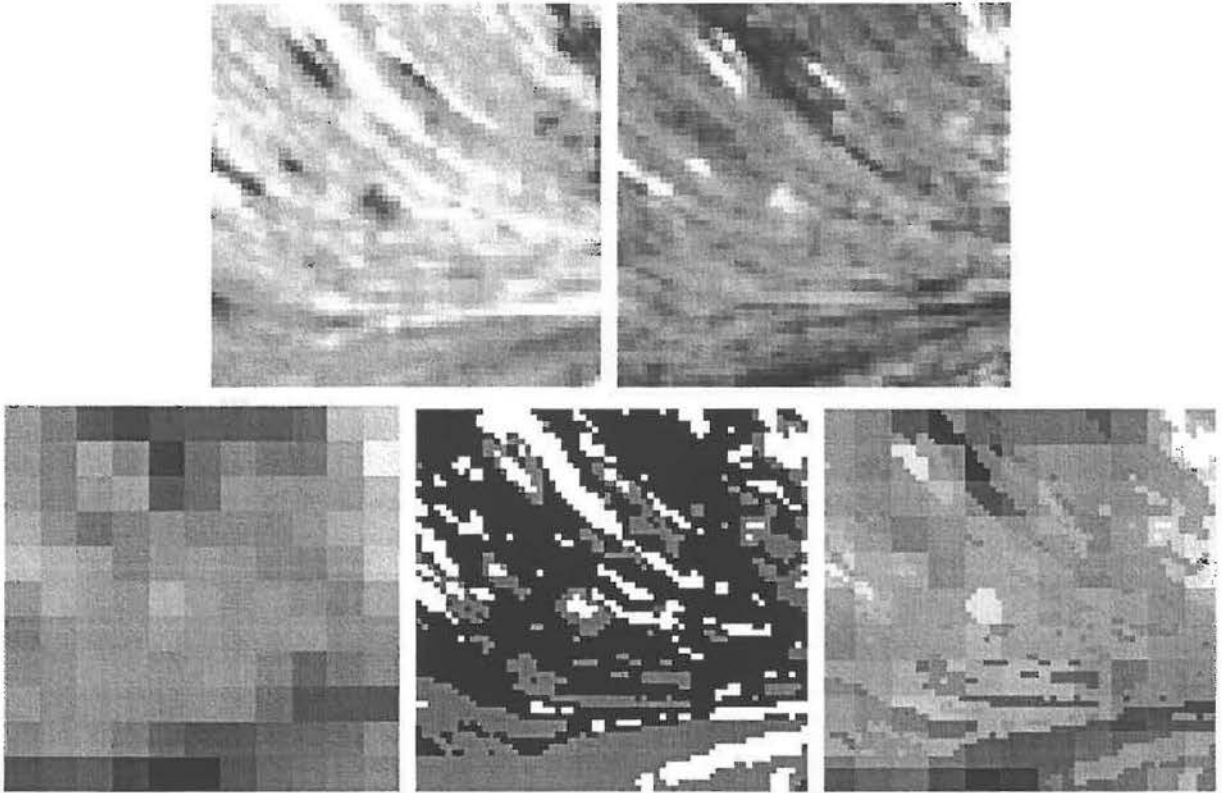
#### 8.4.2.3 Limitierung des MMT-Ansatzes

Die Limitierung der MMT wurde bereits angesprochen und sollen nachfolgend detaillierter dargestellt werden. Zur Illustration dient Abb. 8.10. Hier sind Ausschnitte der Szene des Tagebaus Zwenkau dargelegt.

Abb. 8.10 oben links gibt den reflektiven ASTER-Kanal 1 mit einer Pixelgröße von 15m wieder. Daneben ist das TIR-Referenzkanalbild (Kanal 10, 15m, Emissionsgrade) dargestellt. Betrachtet man das originale TIR-Bild (unten links) mit einer Bildelementgröße von 90m, treten strukturelle Informationen kaum zu Tage. Das unter Verwendung der reflektiven Kanäle erzeugte Klassifikationsergebnis (10 spektrale Klassen, 15m Pixelgröße) bildet die Grundlage für die Entmischung der Originaldaten.

Das Entmischungsergebnis (Abb. 8.10, unten rechts) macht deutlich, daß nur teilweise die Gewinnung von hochauflöser spektraler Information erreicht wurde. Vielfach wurden – aufgrund fehlender korrespondierender Information in den reflektiven Kanälen – die geringaufgelösten TIR-Pixel (90m) in den entmischten Daten übernommen. Dies zeigt sich bei einem Vergleich mit den Referenzdaten sehr deutlich. Die Ursachen sind in der Beschaffenheit der Kippenoberflächen zu sehen. Eine Klassifizierung im VIS/SWIR führt vielfach zu Ergebnissen, die wesentlich von denen im TIR abweichen. Beispielsweise können geringe Mengen von opaken Substanzen (z.B. org. Kohlenstoff und Pyrit) im Sediment eine Verringerung der Reflexion im VIS/NIR bewirken (KRÜGER, 1999). In Kap. 6.4.2 konnte jedoch gezeigt werden, daß diese Parameter bei geringen Anteilen die Ausbildung der spektralen Verläufe im TIR geringer beeinflussen. Hier spielen andere Minerale (insbesondere Quarz) eine dominierende Rolle. Das Klassifikationsresultat im VIS-SWIR weicht daher von den Verhältnissen im TIR ab.

Im Vergleich zu den Originaldaten ist insgesamt insgesamt eine Verbesserung der räumlichen Auflösung zu verzeichnen. In manchen Bereichen sind nach der Entmischung einzelne Rippenstrukturen unterscheidbar. Insgesamt kann daher von einem Informationsgewinn gesprochen werden, der sich allerdings nicht auf alle Bereiche gleichermaßen erstreckt. Es sind Variationen der Entmischungsqualität anzutreffen.



*Abb. 8.10: Ausschnitt aus simulierten und MMT-entmischten ASTER-Daten; links oben: ASTER-Kanal 1, 15m Pixelgröße; rechts oben: DAIS Referenzdaten, Kanal 10, Emissionsgrade, 15m; links unten: ASTER-Kanal 10, Emissionsgrade, 90m; Mitte unten: VNIR Klassifikationsergebnis, 15m; rechts unten: MMT-entmischte ASTER TIR-Daten, Kanal 10, Emissionsgrade, 15m*

## 8.5 Diskussion der Ergebnisse

Zielsetzung der Untersuchungen war, Aussagen hinsichtlich der Eignung der ASTER-Thermalkanäle zur mineralogischen Analyse von Kippenabraum, des Informationsgehaltes der geringaufgelösten ASTER TIR-Bilddaten sowie einer Entmischung mit Hilfe der reflektiven, hochauflösenden Kanäle zu erhalten. Eine tiefere Betrachtung der engbandigen ASTER-Kanäle im VIS und SWIR fand im Rahmen dieser Untersuchungen nicht statt. Auch die Möglichkeit zur Generierung digitaler Geländemodelle, die für viele Fragestellungen eine Erhöhung der Datenqualität bedeuten, wurde nicht beachtet.

Die spektrale Auslegung der ASTER-Thermalkanäle läßt erwarten, daß über TIR-Spektren der Kippenmaterialien (Zwenkau und Espenhain) eine quantitative Analyse des Quarzgehaltes vorzunehmen ist. Die im Rahmen von Korrelationsrechnungen gewonnenen Ergebnisse aus der Simulation von ASTER-Daten weisen gegenüber den mit dem abbildenden Spektrometer

DAIS 7915 erzielten Ergebnissen eine leichte Verbesserung auf. Die Ursache hierfür liegt in der engeren Kanalbreite sowie der Positionierung von drei Bändern im Bereich der Reststrahlenbande (8-9.5 $\mu$ m). Die Bestimmung weiterer Bestandteile war nicht möglich, da diesbezügliche Auswertungen eine weitaus höhere spektrale Auflösung erfordern.

Die geometrische Auflösung der einzelnen Spektrometer läßt große Unterschiede erkennen. Während im VIS eine Pixelgröße von 15m erreicht wird, liegt sie im TIR bei 90m. Mit Hilfe einer ASTER-Datensimulation konnte illustriert werden, inwieweit der Informationsgehalt der Fernerkundungsdaten vom Tagebau Zwenkau verändert wird. Die lokal anzutreffenden kleinräumigen Gegebenheiten führen dazu, daß vielfältige Strukturen infolge der geringeren Auflösung verloren gehen. Zudem ist mit einem verstärkten Einfluß von Mischsignaturen zu rechnen. Eine Erhöhung der räumlichen Auflösung wird als bedeutsam erachtet.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Technik angewendet, die eine Fusion der spektralen Information mit unterschiedlicher geometrischer Auflösung ermöglicht und so den Informationsgehalt der Daten erhöht. Die Multi-Sensor-Multi-Resolution-Technik (MMT) ist im Hinblick auf eine quantitative Untersuchung von Oberflächenzusammensetzungen von besonderem Interesse, da nach der Entmischung die Datenradiometrie weitgehend erhalten bleibt (ZHUKOV et al., 1998a). Das Verfahren basiert auf der Annahme, daß spektrale Informationen in den reflektiven und thermalen Daten korrelieren. Ist dies nicht der Fall, wird die niedrig aufgelöste Signatur der originalen Daten übernommen.

Die Untersuchungen konnten zeigen, daß mit Hilfe der MMT eine verbesserte geometrische Auflösung in vielen Bereichen der Kippen erlangt werden konnte. Das Potential des Verfahrens wird insbesondere bei Detailansichten deutlich. Es zeigt sich, daß die Bildschärfe vielfach grundlegend verbessert werden konnte. In anderen Regionen, in denen keine Beziehungen zwischen den spektralen Verläufen der reflektiven und thermalen Kanäle vorliegen, konnte keine Verbesserung erzielt werden. In diesen Bereichen kommt es zur Verwendung der niedrig aufgelösten TIR-Pixel, die über die originale spektrale Signatur verfügen.

Allgemein kann festgestellt werden, daß zukünftige ASTER-Bilddaten spektro-radiometrisch neue Informationen zur Analyse der Erdoberfläche liefern werden. Die Bereitstellung hochauflösender spektraler Informationen vom Sichtbaren bis ins thermale Infrarot bietet neue Möglichkeiten hinsichtlich einer quantitativen Oberflächenanalyse, insbesondere durch eine Kombination verschiedener Spektralinformationen, wie sie in Kap. 7 für das DAIS-System demonstriert wurde. Dabei wird der Spektralbereich des TIR, der bislang aufgrund unzureichender Sensoren (geringe räumliche bzw. spektrale Auflösung) für die passive, optische Fernerkundung von Landoberflächen vielfach nur bedingt zugänglich war, eine weitreichende Untersuchung insbesondere der Silikatmineralogie erlauben. Der Einsatz der MMT kann zu einer Informationsverbesserung der ASTER TIR-Daten führen. Diese Verbesserungen treten jedoch – bedingt durch unterschiedliche Signaturen - variabel auf. Nur Regionen, deren spektrale Eigenschaften sich in den unterschiedlichen Wellenlängenbereichen ähneln, können in eine höhere geometrische Auflösung überführt werden. Daher empfiehlt sich eine Prüfung der erzielten Ergebnisse von Fall zu Fall.



## 9 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit dem Einsatz spektroskopischer Verfahren zur quantitativen Ansprache von verkipptem, sedimentärem Abraum der Tagebaue Espenhain (1994 stillgelegt) und Zwenkau (aktiv) im mitteldeutschen Braunkohlenrevier bei Leipzig. Die Arbeit entstand im Zusammenhang mit dem vom Bundesministerium für Bildung, Forschung und Technologie geförderten Forschungsvorhaben „Luft- und bodengestützte spektrometrische Untersuchungen zur Differenzierung reaktiv veränderter Braunkohletagebauegebiete in Mitteldeutschland“. Neben laborspektroskopischen Messungen im mittleren und thermalen Infrarot wurden abbildende Spektrometerdaten (DAIS 7915) zur Analyse der Tagebauabraumkippen eingesetzt.

Im Hinblick auf eine Rekultivierung stillgelegter Tagebaue sowie zur Abschätzung akuter Gefährdungspotentiale (z.B. Stabilität der Kippen) ist die Gewinnung von Informationen über die mineralogische Zusammensetzung sowie stoffliche Veränderungen des verkippten Abraumes notwendig. Für die Rekultivierung der Tagebauflächen empfiehlt sich beispielsweise der Einsatz von Materialien, die durch geringe Pyritgehalte (Säurepotential), niedrige TOC-Gehalte (phytotoxische Kohlereste) und hohe Kaolinitgehalte (Verbesserung der Wasserspeicherkapazität) gekennzeichnet sind. Für die Stabilität der Kippenböschungen spielen u.a. Kaolinit (kohäsive Komponenten) und Quarz eine Rolle. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Einsatzmöglichkeiten von Thermalinfrarot-Fernerkundungsdaten zur quantitativen Analyse der Kippensubstrate detailliert untersucht.

Um eine quantitative Auswertung der DAIS 7915 Daten zu gewährleisten, wurden verschiedene Datenverarbeitungsschritte durchgeführt. Die Korrektur atmosphärischer Einflüsse steht dabei im Vordergrund. Das Korrekturmodell ATCOR ermöglicht die Berücksichtigung atmosphärischer Beeinflussungen. Durch Modellierung der Strahlungsübertragung können wellenlängen- und blickwinkelabhängige Faktoren eliminiert werden. Simulationsrechnungen im thermalen Infrarot konnten ferner den Einfluß variierender Parameter (Atmosphärenprofil, Temperatur) auf das registrierte Signal verdeutlichen.

Spektroskopische Labormessungen im Wellenlängenbereich 2.5-14 $\mu\text{m}$  dienten der Erfassung des Reflexionsverhaltens der Kippensubstrate. In diesem Wellenlängenbereich besitzen insbesondere Silikate, die den Hauptmineralanteil der Kippensedimente stellen, fundamentale Schwingungsbanden (Reststrahlenbanden). Die Untersuchungen von Geländeprobe der Abraumkippen zeigen, daß für Quarz und Kaolinit im betrachteten Konzentrationsbereich weitgehend lineare Zusammenhänge zwischen den analytisch bestimmten Mineralgehalten und der relativen Tiefe charakteristischer Banden bei 8.6 $\mu\text{m}$  bzw. 8.9 $\mu\text{m}$  und 9.8 $\mu\text{m}$  bestehen. Eine Quantifizierung dieser Minerale konnte in originalem Abraum auf rund 5 Gew.-% (Quarz) bzw. 1 Gew.-% (Kaolinit) durchgeführt werden. Ferner wurden die Einflüsse weiterer Probenbestandteile (org. Kohlenstoff, Illit und Pyrit) auf das Spektralverhalten dokumentiert. Man erkennt eine mitunter deutliche Beeinflussung charakteristischer Verläufe, die theoretisch zu einer Unterschätzung der tatsächlichen Mineralgehalte führen können.

Die Auswertungen der DAIS 7915 Flugzeugscannerdaten basieren auf den Ergebnissen der Laboruntersuchungen. Nach Anpassung der TIR-Laborspektren auf die spektrale Auslegung des DAIS wurden enge Zusammenhänge zwischen Kanalratiowerten und den Quarzgehalten der Kippenproben erkannt. Durch eine Übertragung der berechneten Regressionsgraden konnte schließlich für die Tagebaue Zwenkau und Espenhain eine flächenhafte Verteilung der



quantitativen Quarzgehalte auf rund  $\pm 6$  Gew.-% abgeleitet werden. Sowohl Vegetationsbedeckung als auch Bodenfeuchte besitzen einen Einfluß auf die ermittelten Mineralgehalte und führen zu einer Unterschätzung. Eine Maskierung der beiden Parameter wird daher empfohlen. Die berechneten Quarzverteilungen belegen weitreichende Unterschiede zwischen den untersuchten Abraumkippen. Während in Zwenkau Sedimente mit einem Quarzgehalt von rund 60-70 Gew.-% Quarz dominieren, sind es in Espenhain Substrate mit 65-75 Gew.-% Quarz.

Die ergänzende Verwendung des vom DAIS 7915 abgedeckten reflektiven Spektralbereichs (0.5-2.5 $\mu$ m) zeigt, daß auf diese Weise eine quantitative Abschätzung zusätzlicher, analytisch bedeutender Parameter (Kaolinit, org. Kohlenstoff und Pyrit) der Tagebaukippen erreicht werden kann (KRÜGER, 1999). Die vorgestellten spektroskopischen Verfahren zur Bestimmung der Mineralgehalte mittels Labor- und abbildender Spektroskopie gelten in der dargestellten Form nur für die untersuchten Testgebiete, da sie auf die Zusammensetzung und das spektrale Verhalten der genommenen Geländeprobe bezogen sind. Für eine Übertragung auf andere Gebiete empfiehlt sich die Überprüfung der Regressionskoeffizienten mit Hilfe weniger Referenzproben im relevanten Konzentrationsbereich.

Die Abschätzung exothermer Pyritoxidationsvorgänge stellt einen weiteren Punkt der vorgestellten Untersuchungen dar. DAIS-Nachtthermaldaten vom Tagebau Zwenkau wurden zur Kartierung einer Oberflächentemperaturverteilung herangezogen. Zur Auswertung wurden zudem Pyrit- und Quarzverteilungskarten eingesetzt. Die Temperaturdaten weisen im Bereich der frisch verkippten, pyritreichen ( $>3$  Gew.-%) Kippen im Vergleich zu umliegenden Regionen leicht erhöhte Oberflächentemperaturen auf. Mögliche Ursachen können neben der exothermen Pyritoxidation u.a. auch erhöhte Bodenfeuchtegehalte infolge tonmineralreicher (wasserspeichernder) Sedimente sein. Die Analyse der Quarzverteilung konnte jedoch keine Anhaltspunkte für mineralogische Variationen im betrachteten Kippenbereich liefern. Die enge Begrenzung der auftretenden Temperaturanomalien läßt einen wesentlichen Einfluß der exothermen Pyritoxidation erwarten.

Schließlich wurde das Potential des zukünftigen Satellitensensors ASTER für zu bearbeitende Fragestellungen analysiert. Damit wurde den vielfältigen Vorteilen satellitengetragener Systeme Rechnung getragen. ASTER, dessen Start für Anfang 1999 terminiert ist, wird der erste operationelle Satellitensensor mit mehreren engbandigen Spektralkanälen im SWIR II und TIR sein. Seine geometrische Auflösung beträgt – je nach Spektralbereich – 15-90 m. In einem ersten Schritt wurde die spektrale Auslegung der ASTER-Kanäle im thermalen Infrarot betrachtet und hinsichtlich ihrer Eignung zu einer mineralogischen Analyse der Abraumkippen untersucht. Es kann der Schluß gezogen werden, daß die Auslegung der TIR-Kanäle eine Ansprache der quantitativen Quarzanteile mit einer Genauigkeit von etwa  $\pm 6$  Gew.-% erlauben wird.

Es folgte eine Simulation von ASTER-Bilddaten unter Verwendung der hochauflösenden DAIS 7915 Daten des Tagebaus Zwenkau. Ein Vergleich der verschiedenen Spektralbereiche offenbart, daß sich mit unterschiedlicher räumlicher Auflösung die strukturellen Informationen der Daten verändern. Insbesondere kleinräumige Kippenstrukturen, die im Hinblick auf Erosions- und Mineralumsetzungsprozesse von Bedeutung sein können, sind bei einer Pixelgröße von 90m nicht auszumachen. Um eine Verbesserung der geometrischen Auflösung zu erreichen, wurde ein neuartiges Verfahren eingesetzt, das die radiometrische Information der verwendeten Kanäle weitgehend bewahrt. Die Multi-Sensor-Multi-Resolution-Technik (MMT) entmischt die TIR-Bilddaten (räumliche Auflösung 90m) unter

Einbeziehung der hochauflösenden reflektiven Kanäle (15-30m). Die Entmischungsergebnisse für simulierte ASTER-Daten ergeben, daß mit Hilfe der MMT vielfach ein deutlicher Informationsgewinn durch eine verbesserte Bildschärfe erzielt werden kann. Die entmischten 15m-TIR-Daten lassen eine weitergehende quantitative Analyse des Spektralverhaltens der Oberflächen zu. Anhand eines Bildbeispiels konnte ferner die Limitierung des Verfahrens dokumentiert werden.

Die Ergebnisse der Arbeit belegen, daß spektroskopische Verfahren im thermalen Infrarot zur quantitativen Analyse von Abraumkippen im mitteldeutschen Braunkohlenrevier eingesetzt werden können und damit einen Beitrag zur Erfassung der Oberflächenzusammensetzung und zum Verständnis ablaufender Alterationen liefern. Eine Übertragung der Methodik auf andere Testgebiete erscheint prinzipiell möglich.

Abbildende Spektrometerdaten des DAIS 7915 bieten die Möglichkeit, großflächig quantitative Informationen über mineralogische Zusammensetzungen zu gewinnen. Die Verknüpfung verschiedener Spektralbereiche kann eine Erweiterung der erzielten Ergebnisse darstellen, wodurch die Daten deutlich an Aussagekraft gewinnen. In den nächsten Jahren ist ferner mit dem Einsatz operationeller, spektral und räumlich hochauflösender Systeme zu rechnen, die damit eine regelmäßige und flächenhafte Untersuchung erlauben. Neben den bereits genannten HyMap- und ASTER-Systemen sei an dieser Stelle der australische ARIES-Sensor erwähnt, ein satellitengetragenes abbildendes Spektrometer mit engbandigen Spektralkanälen von 0.4-2.5µm (ARIES-1 SPEZIFIKATIONS, 1997).

## 10 Literaturverzeichnis

- ABRAMS, M., ABBOTT, E., KAHLE, A.B. (1991): Combined Use of Visible, Reflected Infrared, and Thermal Infrared Images for Mapping Hawaiian Lava Flows. – J. Geophys. Res., Vol. 96, No. B1: 475-484
- AGF (1996): Grundlagen zur Geowissenschaftlichen Fernerkundung. - Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München, 155 pp.
- AINES, R.D. & ROSSMAN, G.R. (1984): Water in Minerals? A Peak in the Infrared. - J. Geophys. Res., Vol. 89, No. B6: 4059-4071
- ANDERSON, A.T. (1980): Evaluating the environmental effects of past and present surface mining: a remote sensing applied research review. - Proc. 14<sup>th</sup> Int. Symp. on Remote Sensing of the Environment, Ann Arbor, pp. 275-278
- ARIES-1 SPEZIFICATIONS (1997): [http://www.syd.dem.csiro.au/research/MMTG/aries/aries\\_specs.html](http://www.syd.dem.csiro.au/research/MMTG/aries/aries_specs.html)
- ARONSON, J.R. & EMSLIE, A.G. (1973): Spectral Reflectance and Emittance of Particulate Material. 2: Applications and Results. - Applied Optics, Vol. 12, No. 11: 2573-2584
- BALTES, A.P. (1976): On the validity of Kirchhoff's law of heat radiation for a body in a non-equilibrium environment. – in Wolf, E. (ed.): Progress in Optics II. - Elsevier, pp. 3-25
- BARTHOLOMEW, M.J., KAHLE, A.B., HOOVER, G. (1989): Infrared spectroscopy (2.3-20µm) for the geological interpretation of remotely-sensed multispectral thermal infrared data. - Int. J. Remote Sensing, Vol. 10, No. 3: 529-544
- BAUGH, W.A. & KRUSE, F.A. (1994): Quantitative Geochemical Mapping of Ammonium Minerals Using Field and Airborne Spectrometers, Cedar Mountains, Esmeralda County, Nevada. - Proc. 10<sup>th</sup> Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, San Antonio, Vol. 2: 304-315
- BELLMANN, H-J., BERNHARDT, W., EISSMANN, L., HOFFMANN, K. JUNGE, F.W., MÜLLER, A.R., RUDOPH, A. (1994): Die geologischen Verhältnisse in der zentralen Leipziger Tieflandsbucht: Exkursionspunkte B1/3, B1/4 und B1/5. - In: Eissmann, L. & Litt, T. (eds.): Das Quartär Mitteldeutschlands. - Altenburger Naturwiss. Forschungen, No. 7: 307-320
- BEN-DOR, E. & KRUSE, F.A. (1994): The Relationship Between the Size of Spatial Subsets of GER 63 Channel Scanner Data and the Quality of the Internal Average Relative Reflectance (IARR) Atmospheric Correction Technique. - Int. J. Remote Sensing, Vol. 15, No. 3: 683-690
- BERK, S., BERNSTEIN, L.S., ROBERTSON, D.C. (1989): MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7. - GL-TR-89-0122, Geophys. Lab., Bedford, 38 pp.

- BOARDMANN, J.W. (1989): Inversion of Imaging Spectrometer data using singular value decomposition. – Proc. IGARSS, Vol. 4: 2069-2072
- BODECHTEL, J. & SOMMER, S. (1991): The European Imaging Spectroscopy Airborne Campaign - EISAC. Review of First Results and Outlook on Future Aspects of Data Evaluation. - EARSeL Advances in Remote Sensing, Vol. 1, No. 1: 116-121
- BODECHTEL, J. & SOMMER, S. (1994): Future applications, sensor developments and research programmes in the field of imaging spectrometry. - In: Hill, J. & Mégier, J. (eds.): Imaging Spectrometry - a Tool for Environmental Observations. - Brüssel/Luxemburg. pp. 319-328
- BÖHM, C., KÜHNEN, A., REIMER, W. (1998): Monitoring the Environmental Hazards and Rehabilitation Activities of Former GDR Uranium and Lignite Mining Areas. – Proc. 27<sup>th</sup> Int. Symp. on Remote Sensing of Environment, Tromsø, pp. 754-757
- BRUKER (1997): Quantitative Analysis of Powdered Samples by Diffuse Reflectance FT-IR Spectroscopy. – Application Note No. 23
- CHANG, S., WESTFIELD, M.J., LEHMANN, F., OERTEL, D., RICHTER, R. (1993): 79-Channel Airborne Imaging Spectrometer. - Proc. SPIE, Vol. 1937: 164-172
- CHRIEN, T. (1998): Current Status of the Airborne Visible and Infrared Imaging Spectrometer AVIRIS. - Proc. 1<sup>st</sup> EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich, (in print)
- CHRISTENSEN, P.R. & HARRISON, S.T. (1993): Thermal Infrared Emission Spectroscopy of Natural Surfaces: Application to Desert Varnish Coatings on Rocks. - J. Geophys. Res., Vol. 98, No. B11: 19819-19834
- CLARK, R.N. & ROUSH, T.L. (1984): Reflectance Spectroscopy: Quantitative Analysis Techniques for Remote Sensing Applications. - J. Geophys. Res., Vol. 89, No. B7: 6329-6340
- CLOUTIS, E.A. (1989): Spectral reflectance properties of hydrocarbons: Remote-sensing implications. - Science, Vol. 245: 165-168
- CLOUTIS, E.A. (1996): Hyperspectral geological remote sensing: evaluation of analytical techniques. - Int. J. Remote Sensing, Vol. 17, No 12: 2215-2242
- COBLENTZ, W.W. (1906): Investigation of Infrared Spectra. 3. Infrared Transmission Spectra. 4. Infrared Reflection Spectra. – Carnegie Institution of Washington, Publ. No. 65
- COBLENTZ, W.W. (1908): Supplementary Investigations of Infrared Spectra. 5. Infrared Reflection Spectra. 6. Infrared Transmission Spectra. 7. Infrared Emission Spectra. – Carnegie Institution of Washington, Publ. No. 97
- COCKS, T.D. & DE GASPARIS, L. (1998): The HyMap Airborne Hyperspectral Sensor: The system, calibration and performance. - Proc. 1<sup>st</sup> EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich, (in print)

- COLLINS, A.H. (1989): Thermal-Infrared Spectra of Altered Volcanic Rocks in the Virginia Range, Nevada. - Proc. 7<sup>th</sup> Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, Calgary, Vol. 2: 1335-1349
- CONEL, J.E. (1969): Infrared Emissivities of Silicates: Experimental Results and a Cloudy Atmosphere Model of Spectral Emission from Condensed Particulate Mediums. - J. Geophys. Res., Vol. 74, No. 6: 1614-1634
- CROWLEY, J.K. & HOOK, S.J. (1996): Mapping playa evaporite minerals and associated sediments in Death Valley, California, with multispectral thermal infrared images. - J. Geophys. Res., Vol. 101, No. B1: 643-660
- DOLL, G. (1984): Zur zyklischen Ausbildung des Tertiärs im Zentrum des Weißelsterbeckens. - Z. geol. Wiss., Vol. 12, No. 5: 575-583
- DRURY, S.A. (1993): Image interpretation in geology. - Chapman & Hall, London, 283 pp.
- EASTES, J.W. (1989): Spectral Properties of Halite-Rich Mineral Mixtures: Implications for Middle Infrared Remote Sensing of Highly Saline Environments. - Remote Sens. Environ., Vol. 27: 289-303
- ECKHARDT, G. (1994): Hydrogeologisch-wasserhaushaltliche Aspekte der rückläufigen Braunkohlenförderung in der Lausitz. - Brandenburgische Geowiss. Beitr., Vol. 1, No.1: 107-112
- EOSAT (1986): Commercial Applications and Scientific Research Requirements for Thermal-Infrared Observations of Terrestrial Surfaces. - A Report of the Joint EOSAT/NASA Thermal Infrared Working Group, NASA, Earth Science and Applications Division, Washington, D.C., 141 pp.
- ERSDAC (1998a): ERSDAC Newsletter, January 1998, No. 2
- ERSDAC (1998b): ERSDAC Newsletter, July 1998, No. 4
- FARMER, V. (1974): The Infrared Spectra of Minerals. - Mineralogical Society, London
- FISCHER, R., REIBIG, H., PEUKERT, D., HUMMEL, J. (1987): Untersuchungen zur Beeinflussung der Markasitverwitterung. - N. Bergbautechnik, Vol. 17, No. 2: 60-68
- FULLER, M.P. & GRIFFITHS, P.R. (1978): Diffuse Reflectance Measurements by Infrared Fourier Transform Spectrometry. - Analytical Chemistry, Vol. 50., No. 13: 1906-1910
- GEERKEN, R., & KAUFMANN, H. (1989): Spectral effects of surface characters and rock accessories. - A critical contribution to the applicability of high spectral resolution sensor data. - Proc. 9<sup>th</sup> EARSeL Symposium, Espoo, pp. 501-511
- GILLESPIE, A.R., KAHLE, A.B., PALLUCONI, F.D. (1984): Mapping Alluvial Fans in Death Valley, California, using Multichannel Thermal Infrared Images. - Geophys. Res. L., Vol. 11, No. 11: 1153-1156



- GILLESPIE, A.R., KAHLE, A.B., WALKER, R.S. (1986): Color Enhancement of Highly Correlated Images. I Decorrelation and HSI Contrast Stretches. - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 20: 209-235
- GLÄBER, W. (1995): Der Einfluß des Braunkohlentagebaus auf Grund- und Oberflächenwasser. - *Geowissenschaften*, Vol. 13, No. 8-9: 291-296
- GOETZ, A.F.H., VANE, G., SOLOMON, J.E., ROCK, B.N. (1985): Imaging spectrometry for earth remote sensing. - *Science*, Vol. 228: 1147-1153
- GOETZ, A.F.H. (1989): Spectral remote sensing in geology. - In: Asrar, G. (ed.): *Theory and applications of optical remote sensing*. - Wiley, New York, pp. 491-526
- GREEN, A.A., BERMAN, M., SWITZER, P., CRAIG, M.D. (1988): A Transformation for Ordering Multispectral Data in Terms of Images Quality with Implications for Noise Removal. - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 26, No. 1: 65-74
- GRUM, F. & BECHERER, R.J. (1979): Optical Radiation Measurements. - *Radiometry*, Vol. 1: 18-24
- HAPKE, B. (1993): *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*. - Cambridge Univ. Press, New York, 455 pp.
- HAUSKNECHT, P. (1997): Application of a rapidly tuned CO<sub>2</sub> laser system for geoscientific airborne remote sensing and laboratory spectroscopy. - DLR FB 97-14, 202 pp.
- HILL, J. & MÉGIER, J. (1991): The use of imaging spectrometry in mediterranean land degradation and soil erosion hazard assessment. - *Proc. 5<sup>th</sup> Int. Colloquium on "Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing"*, Courchevel, ESA SP-319, pp. 185-188
- HOOK, S.J., ELVIDGE, C.D., RAST, M., WATANABE, H. (1991): An evaluation of short-wave-infrared (SWIR) data from the AVIRIS and GEOSCAN instruments for mineralogical mapping at Cuprite, Nevada. - *Geophysics*, Vol. 56, No. 9: 1432-1440
- HOOK, S.J., GABELL, A.R., GREEN, A.A., KEALY, P.S. (1992): A Comparison of Techniques for Extracting Emissivity Information from Thermal Infrared Data for Geologic Studies. - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 42: 123-135
- HOOK, S.J., KARLSTROM, K.E., MILLER, C.F., MCCAFFREY, K.J.W. (1994): Mapping the Piute Mountains, California, with thermal infrared multispectral scanner (TIMS) images. - *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, No. B8: 15605-15622
- HUNT, G.R. & VINCENT, R.K. (1968): The Behavior of Spectral Features in the Infrared Emission from Particulate Surfaces of Various Grain Sizes. - *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, No. 18: 6039-6046
- HUNT, G.R. & SALISBURY, J.W. (1970a): Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I. Silicate minerals. - *Modern Geology*, Vol. 1: 283-300

- HUNT, G.R. & SALISBURY, J.W. (1970b): Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: XI. Sedimentary rocks. - *Modern Geology*, 5: 211-217
- HUNT, G.R. & SALISBURY, J.W. (1971): Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II. Carbonates. - *Modern Geology*, 2: 23-30
- HUNT, G.R. & LOGAN, L.M. (1972): Variation of Single Particle Mid-Infrared Emission Spectrum with Particle Size. - *Applied Optics*, Vol. 11, No. 1: 142-147
- HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., LENHOFF, C.J. (1973): Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI. Additional silicates. - *Modern Geology*, Vol. 4: 85-106
- HUNT, G.R. (1979) Near-infrared (1.3-2.4 $\mu$ m) spectra of alteration minerals - Potential for use in remote sensing. - *Geophysics*, Vol. 44, No. 12: 1974-1986
- HUNT, G.R. (1980): Electromagnetic radiation: The communication link in remote sensing. - In: Siegal, B.S. & Gillespie, A.R. (eds.): *Remote Sensing in Geology*. - John Wiley, New York, pp. 5-45
- IRONS, J.R., LACHOWSKI, H., PETERSON, C. (1980): Remote sensing of surface mines: a comparative study of sensor systems. - *Proc. 14<sup>th</sup> Int. Symp. on Remote Sensing of the Environment*, Ann Arbor, pp. 1041-1053
- JAGGI, S. & BIRK, R.J. (1991): A Temporal Performance Analysis of TIMS. - *Proc. 3<sup>rd</sup> Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop*, JPL Publ. 91-29, pp. 1-9
- KAHLE, A.B., MADURA, D.P., SOHA, J.M. (1980): Middle infrared multispectral aircraft scanner data: analysis for geological applications. - *Applied Optics*, Vol. 19, No. 14: 2279-2290
- KAHLE, A.B. & ROWAN, L.C. (1980): Evaluation of multispectral middle infrared aircraft images for lithologic mapping in the East Tintic Mountains, Utah. - *Geology*, Vol. 8: 234-239
- KAHLE, A.B. & GOETZ, A.F.H. (1983): Mineralogic Information from a New Airborne Thermal Infrared Multispectral Scanner. - *Science*, Vol. 222, No. 46: 24-27
- KAHLE, A.B., SCHIELDGE, J.P., ALLEY, R.E. (1984): Sensitivity of thermal inertia calculations to variations in environmental factors. - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 16, No. 3: 212-232
- KAHLE, A.B. & ALLEY, R.E. (1985): Calculation of Thermal Inertia from Day-Night Measurements Separated by Days or Weeks. - *Photogr. Eng. Remote Sens.*, Vol. 51, No. 1: 73-75
- KAHLE, A.B. & ALLEY, R.E. (1992): Separation of Temperature and Emittance in Remotely Sensed Radiance Measurements. - *Remote Sens. Environ.*, 42:107-111
- KAUFMANN, H. (1988): Mineral exploration along the Aqaba-Levant structure by use of TM-data: Concepts, processing and results. - *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 10, No. 10/11: 1639-1658

- KAUFMANN, H., BARTOV, Y., BEYTH, M., ITAMAR, A., KAFRI, U., RONEN, S., WEISBRICH, W. (1991): Mineral identification using GER-II data acquired from Makhtesh Ramon/ Negev, Israel. - EARSeL Advances in Remote Sensing, Vol. 1, No. 1: 82-92
- KAUFMANN, H., KRÜGER, G., MÜLLER, A., REINHÄCKEL, G.F., LEHMANN, F., GLÄBER, W., SCHRECK, P., VOLK, P. (1997): Integrated studies in the Central German Lignite Mining District by hyperspectral methods combined with analytical field data. - Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, Copenhagen, Vol. 1: 545-554
- KAUFMANN, H., MÜLLER, A., KRÜGER, G., REINHÄCKEL, G., STROBL, P., REIN, B., HAUSOLD, A. (1998): Airborne and ground spectroscopic analysis of overburden dumps. - Proc. 1<sup>st</sup> EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich, pp. 417-424
- KEALY, P.S. & GABELL, A.R. (1990): Estimation of Emissivity and Temperature using Alpha Coefficients. - Proc. 2<sup>nd</sup> Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop, JPL Publ. 90-55, pp. 11-15
- KEALY, P.S. & HOOK, S.J. (1991): A Comparison of Emittance Estimation Methods for TIMS Data Using Emittance Spectra From Halls Creek, W.A. - Proc. 3<sup>rd</sup> Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop, JPL Publ. 91-29, pp. 28-34
- KEALY, P.S. & HOOK, S.J. (1993): Separating Temperature and Emissivity in Thermal Infrared Multispectral Scanner Data: Implications for Recovering Land Surface Temperatures. - IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 31, No. 6: 1155-1164
- KNEIZYS, F.X., SHETTLE, E.P., ABREU, L.W., CHETWYND, J.H., ANDERSON, G.P., GALLERY, W.O., SELBY, J.E., CLOUGH, S. (1988): Users Guide to LOWTRAN 7. - Air Force Geophysics Laboratory, TR-88-0177, Bedford, Massachusetts
- KÖLLING, M. (1990): Modellierung geochemischer Prozesse im Sickerwasser und Grundwasser. Beispiel: Die Pyritverwitterung und das Problem saurer Grubenwässer. - Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Univ. Bremen, No. 8
- KORTÜM, G., BRAUN, W., HERZOG, G. (1963): Prinzip und Meßmethodik der diffusen Reflexionsspektroskopie. - Angewandte Chemie, Vol. 75, No. 14: 653-661
- KRAUS, K. & SCHNEIDER, W. (1988): Fernerkundung - Physikalische Grundlagen und Aufnahmetechniken. - Band 1, Ferd. Dümmler Verlag, Bonn, 288 pp.
- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde. - Enke Verlag, Stuttgart, 394 pp.
- KRÜGER, G., ERZINGER, J., KAUFMANN, H. (1998a): Laboratory and airborne reflectance spectroscopic analyses of lignite overburden dumps. - J. Geochemical Exploration, Vol. 64: 47-65
- KRÜGER, G., REIN, B., KAUFMANN, H. (1998b): Reflexionsspektrometrische Analyse von Abraunkippen im Mitteldeutschen Braunkohlenrevier. - Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie und Fernerkundung, Vol. 6: 53-64

- KRÜGER, G. (1999): Quantitative Analyse mitteldeutscher Braunkohlenabraumkippen mit reflexionsspektroskopischen Methoden (0,4 - 2,5 µm). – Dissertation, Univ. Potsdam
- KRUSE, F.A. (1988): Use of Airborne Imaging Spectrometer Data to Map Minerals Associated with Hydrothermally Altered Rocks in the Northern Grapevine Mountains, Nevada, and California. - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 24: 31-51
- KRUSE, F.A., KIERYN-YOUNG, K.S., BOARDMAN, J.W. (1990): Mineral Mapping at Cuprite, Nevada with a 63-Channel Imaging Spectrometer. – *Photogr. Eng. Remote Sens.*, Vol. 56, No. 1: 83-92
- KRUSE, F.A., LEFKOFF, A.B., BOARDMAN, J.W., HEIDEBRECHT, K.B., SHAPIRO, A.T., BARLOON, P.J., GOETZ, A.F.H. (1993): The Spectral Image Processing System (SIPS) – Interactive Visualization and Analysis of Imaging Spectrometer Data. – *Remote Sens. Environ.*, Vol. 44: 145-163
- LAHREN, M.M., SCHWEICKERT, R.A., TARANIK, J.V. (1988): Analysis of the northern Sierra accreted terrane, California, with airborne thermal infrared multispectral scanner data. - *Geology*, Vol. 16: 525-528
- LEGG, C.A. (1986): Monitoring of open-cast coal mining and reclamation works in the United Kingdom using MSS and TM imagery. - *Proc. 20<sup>th</sup> Int. Symp. on Remote Sensing of the Environment*, Ann Arbor, pp. 931-941
- LEHMANN, F., OERTEL, D., RICHTER, R., HAUSKNECHT, P., ROTHFUß, H., STROBL, P., MÜLLER, A., TISCHLER, S., BERAN, D., FRIES, J., BÖHL, R., OBERMEIER, P. (1995): The Digital Airborne Imaging Spectrometer DAIS 7915. Hyperspectral applications with a new sensor. – *ISSR Proc. CD-ROM*
- LMBV (1996): Sichere Gestaltung setzungsfließgefährdeter Kippenrandbereiche. – Informationsheft der Lausitzer und Mitteldeutschen Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH, Bereich Öffentlichkeitsarbeit, Berlin
- LOGAN, L.M., HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., BALSAMO, S.R. (1973): Compositional Implications of Christiansen Frequency Maximums for Infrared Remote Sensing Applications. - *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, No. 23: 4983-5003
- LÖRCHER, G. (1991): Untersuchungen von Korrekturmodellen für spektrometrische Bilddaten der EISAC Kampagne für geowissenschaftliche Anwendungen. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München
- LYON, R.J.P. (1964): Evaluation of infrared spectrophotometry of compositional analysis of lunar and planetary soils, 2, Rough and powered surfaces. – Final Rep., NASA Contract Rep., NaSr-49(04), 175 pp.
- LYON, R.J.P. (1965): Analysis of rocks by spectral infrared emission (8-25 microns). – *Econ. Geol.*, Vol. 60: 717-736
- LYON, R.J.P. & PATTERSON, J.W. (1966): Infrared spectral signatures - A field geological tool. – *Proc. 4<sup>th</sup> Remote Sensing Symposium*, Ann Arbor, pp. 215-230

- LYON, R.J.P. (1972): Infrared spectral emittance in geological mapping: Airborne spectrometer data from Pisgah Crater, California. – *Science*, Vol. 175, No. 3: 983-986
- MATSUDA, K., TAKASHIMA, T., TAKAYAMA, Y. (1987): Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window region. – *Remote Sens. Environ.*, Vol. 24: 313-329
- MATTHES, S. (1983): *Mineralogie*. – Springer Verlag, Berlin, 417 pp.
- MAUSER, W. & BACH, H. (1994): Imaging spectroscopy in hydrology and agriculture - determination of model parameters. - In: Hill, J. & Mégier, J. (eds.): *Imaging Spectrometry - A Tool for Environmental Observations*. - Brüssel/Luxemburg, pp. 261-283
- MIBRAG (1991): *Wir stellen vor: Tagebau Espenhain*. – MIBRAG, Presse- und Öffentlichkeitsarbeit, Bitterfeld
- MOERSCH, J.E. & CHRISTENSEN, P.R. (1995): Thermal emission from particulate surfaces: A comparison of scattering models with measured spectra. – *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, No. E4:7465-7477
- MÜLLER, A., LEHMANN, F., ROTHFUß, H. (1996): The Potential of Imaging Spectrometry (DAIS 7915) for the Monitoring of Recultivation Activities in Mining Areas. - Presented on the 11<sup>th</sup> Thematic Conference and Workshop on Applied Geologic Remote Sensing, Las Vegas
- MÜLLER, A., STROBL, P., LEHMANN, F., REINHÄCKEL, G. (1997): Case studies of airborne remote sensing for the assessment of mining impacts. - *Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition*, Copenhagen, Vol. 1: 257-264
- NASH, D.B. (1986): Mid-infrared reflectance spectra (2.3-22 µm) of sulfur, gold, KBr, MgO, and halon. – *Applied Optics*, Vol. 25: 2427-2433
- NICODEMUS, F.E. (1986): Directional Reflectance and Emissivity of an Opaque Surface. – *Applied Optics*, Vol. 4, No. 7: 767-773
- NIELSEN, A.A. (1994): *Analysis of Regularly and Irregularly Sampled Spatial, Multivariate, and Multi-temporal Data*. - Ph.D. Thesis, Institute of Mathematical Modelling, Lyngby
- NIELSEN, A.A. & LARSEN, R. (1994): Restoration of GERIS data using the maximum noise fractions transform. *Proc. 1<sup>st</sup> Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition*, Strasbourg, Vol. 2: 557-563
- NINOMIYA, Y. (1995): Quantitative Estimation of SiO<sub>2</sub> Content in Igneous Rocks Using Thermal Infrared Spectra with Neural Network Approach. - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 33, No. 3: 684-691
- OERTEL, D. (1994): The first stage of the DAIS 7915 laboratory calibration at DLR. - *Proc. 1<sup>st</sup> Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition*, Strasbourg, Vol. 2: 214-224



- PALLUCONI, F.D. & MEEKS, G.R. (1985): Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS): An Investors Guide to TIMS Data. - JPL Publ. 85-32
- PARKS, N.F. & PETERSEN, G.W. (1987): High resolution remote sensing of spatially and spectrally complex coal surface mines of Central Pennsylvania: A comparison between simulated SPOT, MSS and Landsat-5 Thematic Mapper. - Photogr. Eng. Remote Sens., Vol. 53: 415-420
- PEARSON, R.M., SWAYZE, G.A., WILTSHIRE, R., SERINA, D., CLARK R.N. (1997): Using AVIRIS Imagery Mineral Mapping for Identification of Acid Rock Drainage Sources at the California Gulch NPL Site and Fluvial Tailings Deposits on the Arkansas River, Leadville, Colorado, USA. - Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, Copenhagen, Vol. 1: 102-109
- PETRASCHEK, W. & POHL, W. (1982): Lagerstättenlehre – Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzen. – Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart
- PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen. - VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 870 pp.
- PRANTZ, U. (1992): Ein geometrisches Korrekturmodell für Flugzeugscannerdaten. - DLR IB 552-06/92, 33 pp.
- RAST, M. (1991): Imaging Spectrometry and its applications in spaceborne systems. - Dissertation, Univ. München
- RAST, M., HOOK, S.J., ELVIDGE, C.P., ALLEY, R.E. (1991): An Evaluation of Techniques for the Extraction of Mineral Absorption Features from High Spectral Resolution Remote Sensing Data. - Photogr. Eng. Remote Sens., Vol. 57: 1303-1309
- RATHSMANN, W. (1986): Bodenbewegung als Folge von Grundwasserentzug im Rheinischen Braunkohlenrevier. - Braunkohle, Vol. 38, No. 4: 82-86
- RATHORE, C.S. & WRIGHT, R. (1993): Monitoring environmental impacts of surface coal mining. - Int. J. Remote Sensing, Vol. 14, No.5: 1021-1042
- REALMUTO, V.J. (1990): Separating the effects of temperature and emissivity: emissivity spectrum normalisation. - Proc. 2<sup>nd</sup> Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS) Workshop, JPL Publ. 90-55, pp. 31-35
- REINHÄCKEL, G. (1996): Verarbeitung und Einsatz Abbildender Spektrometerdaten (DAIS-7915) für Untersuchungen von Braunkohlentagebauen am Beispiel Espenhain. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München
- REINHÄCKEL, G. & KRÜGER, G. (1998): Combined Use of Laboratory and Airborne Spectrometry from the Reflective to Thermal Wavelength Range for a Quantitative Analysis of Lignite Overburden Dumps. – Proc. 27<sup>th</sup> Int. Symp. on Remote Sensing of the Environment, Tromsø, pp. 507-512

- REINHÄCKEL, G. & MÜLLER, A. (1998): Quantitative Analysis of Lignite Dumps in Central Germany Using Thermal Infrared Spectrometry (7.5-13 $\mu$ m). – Proc. 1<sup>st</sup> EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich, pp. 349-356
- REINHÄCKEL, G., ZHUKOV, B., OERTEL, D., STROBL, P., MÜLLER, A. (1998): Unmixing of simulated ASTER data with applications for the assessment of mining impacts in Central Germany. – Proc. SPIE, Vol. 3438: 345-354
- RICHTER, R. (1992): Model SENSAT-4: Sensor-Atmosphere-Target. – DLR IB 552-01/91, 71 pp.
- RICHTER, R. (1994): Derivation of temperature and emittance from airborne multispectral thermal infrared scanner data. - Infrared Phys. Technol., Vol. 35, No. 6: 817-826
- RICHTER, R. (1996): Atmospheric correction of DAIS hyperspectral image data. - Computers & Geosciences, Vol. 22, No. 7: 785-793
- RICHTER, R. (1998): Correction of satellite imagery over mountainous terrain. – Applied Optics, Vol. 37, No. 18: 4004-4015
- ROBERTS, D.A., YAMAGUCHI, Y., LYON, R.J.P. (1986): Comparison of various techniques for calibration of AIS data. – Proc. 2<sup>nd</sup> Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, JPL Publ. 86-35, pp. 21-30
- ROTHFUß, H. (1994): Verarbeitung und Einsatz Abbildender Spektrometerdaten (GER) mit unterstützenden Bodenmessungen zur Erkundung einer landwirtschaftlich genutzten Altlastfläche. - Dissertation, Univ. München
- ROTHFUß, T. (1998): Einsatz von optischen passiven Flugzeug-Fernerkundungsdaten zur Untersuchung von Tagebauen am Beispiel des Urantagebaus Ronneburg. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Regensburg
- ROWAN, L.C. & BECKER, G.W. (1971): Batch Grinding Model. – New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Circular 117, Albuquerque
- RSI (1998a): ENVI User's Guide, Version 3.0. - Boulder
- RSI (1998b): IDL User's Guide, Version 5.0. - Boulder
- SABINE, C., REALMUTO, V.J., TARANIK, J.V. (1994): Quantitative estimation of granitoid composition from thermal infrared multispectral scanner (TIMS) data, Desolation Wilderness, northern Sierra Nevada, California. - J. Geophys. Res., Vol. 99, No. B3: 4261-4271
- SALISBURY, J.W. & HUNT, G.R. (1974): Meteorite Spectra and Weathering. - J. Geophys. Res., Vol. 79, No. 29: 4439-4441
- SALISBURY, J.W. & EASTES, J.W. (1985): The Effect of Particle Size and Porosity on Spectral Contrast in the Mid-Infrared. - Icarus, Vol. 64: 586-588

- SALISBURY, J.W., HAPKE, B., EASTES, J.W. (1987): Usefulness of Weak Bands in Midinfrared Remote Sensing of Particulate Planetary Surfaces. - *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, No. B1: 702-710
- SALISBURY, J.W., D'ARIA, D.M., JAROSEWICH, E. (1991a): Midinfrared (2.5-13.5  $\mu\text{m}$ ) Reflectance Spectra of Powdered Stony Meteorites. - *Icarus*, Vol. 92: 280-297
- SALISBURY, J.W., WALTER, L.S., VERGO, N., D'ARIA, D.M. (1991b): Infrared (2.1-25  $\mu\text{m}$ ) Spectra of Minerals. - John Hopkins University Press, Baltimore and London, 267 pp.
- SALISBURY, J.W. & WALD, A. (1992): The Role of Volume Scattering in Reducing Spectral Contrast of Reststrahlen Bands in Spectra of Powdered Minerals. - *Icarus*, Vol. 96: 121-128
- SALISBURY, J.W. & D'ARIA, D.M. (1992a): Emissivity of Terrestrial Materials in the 8-14  $\mu\text{m}$  Atmospheric Window. - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 42: 83-106
- SALISBURY, J.W. & D'ARIA, D.M. (1992b): Infrared (8-14  $\mu\text{m}$ ) Remote Sensing of Soil Particle Size. - *Remote Sens. Environ.*, 42: 157-165
- SALISBURY, J.W. & D'ARIA, D.M. (1994): Emissivity of Terrestrial Materials in the 3-5  $\mu\text{m}$  Atmospheric Window. - *Remote Sens. Environ.*, Vol. 47: 345-361
- SALISBURY, J.W., WALD, A., D'ARIA, D.M. (1994): Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law 1. Laboratory measurements. - *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, No. B6: 11897-11911
- SCHLAEPFER, D. & ITTEN, K.I. (1998): PARGE: parametric geocoding based on GCP-calibrated auxiliary data. - *Proc. SPIE*, Vol. 3438: 334-344
- SCHOWENGERDT, R.A. (1997): Remote Sensing. Models and methods for image processing. - Academic Press, San Diego, 522 pp.
- SCHRADER, D. (1997): Erfassung der Pyritoxidation von Förderbrückenkippen im Braunkohlentagebau mit Hilfe von Fernerkundung und GIS (Beispiel Zwenkau). - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München
- SCHRECK, P. & GLÄBER, W. (1998): Regional Geology of the Lignite Mining Districts in Eastern Germany. - *Environmental Science*, Springer-Verlag, Berlin (in print)
- SHORT, N.M. & STUART, L.M. (1982): The Heat Capacity Mapping Mission (HCMM) Anthology. - NASA SP-465, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland
- SIEGAL, R. & HOWELL, J.R. (1982): Thermal Radiation Heat Transfer. - Hemisphere, New York
- SPIEGEL, M.R. (1976): Statistik. - McGraw-Hill Inc., New York, 358 pp.
- SPITZER, W.G. & KLEINMAN, D.A. (1961): Infrared Lattice Bands of Quartz. - *Phys. Review*, Vol. 121, No. 5: 1324-1335

- STROBL, P., RICHTER, R., LEHMANN, F., MÜLLER, A., ZHUKOV, B., OERTEL, D. (1996a): Preprocessing for the Digital Airborne Imaging Spectrometer DAIS 7915. – Proc. SPIE, Vol. 2758: 375-382
- STROBL, P., RICHTER, R., MÜLLER, A., LEHMANN, F., OERTEL, D., TISCHLER, S., NIELSEN, A. (1996b): DAIS System Performance, First Results from the 1995 Evaluation Campaigns. – Proc. 2<sup>nd</sup> Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, San Francisco, Vol.2: 325-334
- STROBL, P., MÜLLER, A., SCHLAEPFER, D., SCHAEPMAN, M. (1997): Laboratory calibration and Inflight validation of the Digital Airborne Imaging Spectrometer DAIS 7915. - Proc SPIE., Vol. 3071: 225-235
- STROBL, P. & ZHUKOV, B. (1998): Recent Developments in the 3-12 $\mu$ m Radiometric Calibration of the DAIS 7915. - Proc. 1<sup>st</sup> EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich, pp. 69-79
- THOMSON, J.L. & SALISBURY, J.W. (1993): Mid-Infrared Reflectance of Mineral Mixtures (7-14  $\mu$ m). - Remote Sens. Environ., Vol. 45: 1-13
- VAN DER MEER, F. (1995): Imaging Spectrometry and the Ronda peridotites. – Dissertation, Uni. Wageningen
- VAN DER MEER, F., LIHUI, F., BODECHTEL, J. (1996): Ni-Cu Prospecting in the Jinchuan Ultramafic Intrusion and Adjacent Metamorphic Rocks Using MAIS Imaging Spectrometer Data. - Proc. 11<sup>th</sup> Thematic Conference and Workshop on Applied Geologic Remote Sensing, Las Vegas, Vol. 1: 394-403
- VINCENT, R.K. & HUNT, G.R. (1968): Infrared Reflectance from Mat Surfaces. - Applied Optics, Vol. 7, No. 1: 53-59
- VINCENT, R.K. & THOMSON, F. (1972): Spectral compositional imaging of silicate rocks. – J. Geophys. Res., Vol. 77, No. 14: 2465-2472
- VINCENT, R.K. (1975): The Potential Role of Thermal Infrared Multispectral Scanners in Geological Remote Sensing. - Proc. IEEE, Vol. 63, No. 1: 137-147
- VINCENT, R.K., ROWAN, L.C., GILLESPIE, R.E., KNAPP, C. (1975): Thermal Infrared Spectra and Chemical Analyses of Twenty-Six Igneous Rock Samples. - Remote Sens. Environ., Vol. 4: 199-209
- VOGLER, E. & VOGLER, F. (1995): Angewandte Verfahren und Ergebnisse bei der Wiedernutzbarmachung von Kippenböden im Bereich von Braunkohlentagebauen im Raum Leipzig. - Z. geol. Wiss., Vol. 23, No.1: 233-248
- WAGNER, C. & SCHADE, U. (1996): Measurements and Calculations for Estimating the Spectrometric Detection Limit for Carbonates in Martian Soil. - Icarus, Vol. 123: 256-268
- WALTER, L.S. & SALISBURY, J.W. (1988): The Basis for the Spectral Behavior of Silicates in the Thermal Infrared and Applications to Remote Sensing. - Proc. 4<sup>th</sup> Int. Colloq. on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, ESA SP-287, pp. 337-340

- WALTER, L.S. & SALISBURY, J.W. (1989): Spectral Characterization of Igneous Rocks in the 8- to 12- $\mu$ m Region. - J. Geophys. Res., Vol. 94, No. B7: 9203-9213
- WATSON, K. (1992): Two-Temperature Method for Measuring Emissivity. - Remote Sens. Environ., 42: 117-121
- WEITZ, C.M. & FARR, T.G. (1992): Effects of Surficial Modification Processes on Thermal Infrared Signatures in the Arid Southwestern United States. - J. Geophys. Res., Vol. 97, No. B4: 4649-4665
- WISOTZKY, F. (1994): Untersuchungen zur Pyritoxidation in Sedimenten des Rheinischen Braunkohlereviere und deren Auswirkung auf die Chemie des Grundwassers. - Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, Vol. 58, 146 pp.
- WÜNSCHE, M., SCHUBERT, A., LORENZ, W.-D. (1970): Die Bodenformen der Kippen und Halden im Braunkohlengebiet südlich von Leipzig. - Z. Landeskultur, Vol. 11, No. 5: 317-358
- WÜNSCHE, M. (1995): Kippenböden, Rekultivierung und Gestaltung der Bergbaufolgelandschaft im Braunkohlenrevier Westsachsens. - Sonderheft HTWK Leipzig "Zukunft Südraum Leipzig", 2. Jahrg., Leipzig
- YAMAGUCHI, Y., TSU, H., FUJISADA, H., KAHLE, A.B., NICHOLS, D. (1994): ASTER Instrument Design and Science Objectives. - Proc. 32<sup>nd</sup> Aerospace Sciences Meeting & Exhibit, Reno, pp. 1-7
- ZHUKOV, B. & OERTEL, D. (1995): A technique for combined processing of the data of an imaging spectrometer and of a multispectral camera. - Proc. SPIE, Vol. 2480: 453-465
- ZHUKOV, B., OERTEL, D., JAHN, H., LORENZ, E. (1997): Modelling of Detection and Analysis of High-Temperature Events (HTE) for the Bi-spectral InfraRed Detection (BIRD) Mission: Airborne Remote Sensing of Artificial Fires, Development of Algorithms and of Requirements. - DLR Bericht, TN-BIRD-2400-OE/003, 120 pp.
- ZHUKOV, B., OERTEL, D., LANZL, F. (1998a): Unmixing and Fusion of Multi-Resolution Images with Applications to TM/Landsat and simulated ASTER Data. - Proc. 2<sup>nd</sup> Int. Conference "Fusion of Earth Data", Sophia Antipolis, pp. 91-96
- ZHUKOV, B., OERTEL, D., LANZL, F., REINHÄCKEL, G. (1998b): Unmixing-based Multi-sensor Multi-resolution Images Fusion. - accepted by IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Special Issue on Data Fusion



# Anhang (A)

DAIS 7915 Zentrumswellenlängen ( $\lambda$ ) und Kanalbreite (FWHM, engl. *full width at half maximum*= Halbwertsbreite), Spezifikationen 1996

Kanal	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	FWHM ( $\mu\text{m}$ )	Kanal	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	FWHM ( $\mu\text{m}$ )
1	0.501	0.043	41	1.962	0.036
2	0.516	0.027	42	1.972	0.032
3	0.531	0.019	43	1.985	0.020
4	0.548	0.021	44	1.998	0.016
5	0.564	0.020	45	2.013	0.016
6	0.581	0.020	46	2.030	0.016
7	0.597	0.020	47	2.047	0.016
8	0.616	0.024	48	2.064	0.012
9	0.633	0.023	49	2.081	0.016
10	0.649	0.023	50	2.099	0.016
11	0.667	0.029	51	2.116	0.020
12	0.686	0.027	52	2.133	0.020
13	0.702	0.029	53	2.150	0.020
14	0.718	0.031	54	2.165	0.024
15	0.735	0.031	55	2.179	0.020
16	0.753	0.034	56	2.191	0.012
17	0.771	0.035	57	2.215	0.040
18	0.789	0.034	58	2.234	0.036
19	0.805	0.036	59	2.251	0.040
20	0.824	0.037	60	2.264	0.040
21	0.841	0.036	61	2.279	0.040
22	0.859	0.035	62	2.291	0.040
23	0.878	0.036	63	2.306	0.028
24	0.895	0.036	64	2.318	0.028
25	0.913	0.033	65	2.331	0.024
26	0.930	0.036	66	2.344	0.024
27	0.948	0.035	67	2.357	0.024
28	0.965	0.034	68	2.372	0.028
29	0.982	0.036	69	2.386	0.028
30	1.001	0.036	70	2.400	0.032
31	1.017	0.032	71	2.412	0.036
32	1.031	0.030	72	2.426	0.036
Kanal	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	FWHM ( $\mu\text{m}$ )	Kanal	$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	FWHM ( $\mu\text{m}$ )
33	1.543	0.043	73	4.33	2.14
34	1.574	0.056	74	8.62	0.77
35	1.606	0.051	75	9.46	0.77
36	1.637	0.047	76	10.21	0.77
37	1.669	0.047	77	10.93	0.92
38	1.699	0.043	78	11.63	1.10
39	1.727	0.041	79	12.29	1.28
40	1.754	0.037			

## Anhang (B)

Mineralogische Analyse und TOC-Gehalte der Geländeprobe aus Espenhain und Zwenkau, alle Angaben in Gew.-% (nach Krüger, 1999)

Probe	Orthoklas	Albit	Kaolinit	Illit	Quarz	Pyrit	TOC
e1_0	12.4	9.5	2.8	6.8	71.6	0.0	0.5
e1_1	11.0	10.0	1.5	5.9	73.4	0.0	0.4
e1_2	9.4	11.1	1.6	5.2	72.3	0.0	0.4
e2_0	10.4	8.7	1.5	4.0	76.8	0.0	0.7
e2_1	8.8	10.2	1.8	4.3	76.6	0.0	0.3
e2_2	11.3	12.4	1.2	6.7	72.3	0.0	0.2
e3_0	3.0	1.8	0.8	3.2	88.8	0.0	0.6
e3_1	2.2	1.9	0.6	2.5	88.9	0.0	0.7
e3_2	15.1	4.9	7.2	5.9	70.8	0.0	0.3
e4_0	9.4	12.5	0.9	5.4	75.1	0.0	0.3
e4_1	10.0	12.4	1.3	6.6	73.7	0.0	0.4
e4_2	11.1	12.4	2.9	5.4	72.4	0.0	0.3
e5_0	6.1	6.5	0.4	3.6	82.7	0.0	0.9
e5_1	4.3	4.8	0.7	4.1	84.5	0.0	0.6
e5_2	7.0	9.0	0.4	3.8	80.3	0.0	0.6
e6_0	5.8	1.8	2.4	4.9	83.0	0.0	0.9
e6_1	4.0	1.5	2.3	3.8	87.1	0.0	0.7
e7_0	5.3	1.8	1.3	2.4	88.1	0.0	0.3
e7_1	4.7	1.4	1.1	1.8	88.5	0.0	0.3
e7_2	4.4	1.3	0.7	2.0	90.4	0.0	0.2
e8_0	3.7	1.5	2.4	3.4	87.4	0.0	0.1
e8_1	5.7	2.5	6.5	12.1	72.4	0.0	0.3
e8_2	5.6	2.3	6.0	7.2	76.3	0.0	0.2
e9_0	9.3	8.3	1.5	5.9	76.2	0.0	1.5
e9_1	8.4	6.2	2.6	5.9	75.9	0.0	0.9
e9_2	8.0	7.3	2.3	5.7	75.1	0.0	0.5
e10_0	12.0	1.3	15.2	10.0	65.4	0.0	0.3
e10_1	11.7	1.2	13.4	7.2	68.0	0.0	0.4
e11_0	12.4	11.6	0.3	5.9	75.6	0.0	0.7
e11_1	19.7	9.8	0.1	8.4	75.9	0.0	0.4
e12_0	18.0	7.4	5.4	10.3	69.6	0.0	0.4
e12_1	24.6	8.8	4.7	11.4	66.8	0.0	0.5
z1_0	4.0	1.4	1.7	10.2	69.3	0.8	1.4
z1_1	5.2	1.5	2.5	9.5	69.8	2.5	1.5
z2_0	3.7	0.9	6.4	16.2	55.2	2.5	4.1
z2_1	5.5	0.9	5.8	12.6	57.0	2.1	4.1
z3_0	3.8	0.7	7.7	16.5	54.2	3.3	6.2
z3_1	3.9	0.5	9.8	16.5	48.6	3.6	8.2
z4_0	3.8	0.9	3.3	13.3	62.1	1.0	3.9
z4_1	3.9	1.1	3.8	16.7	57.7	1.3	3.7
z5_0	5.5	2.0	0.5	7.3	80.5	0.0	0.5
z5_1	5.5	2.4	0.4	5.5	85.3	0.0	0.2
z6_0	4.5	1.5	2.3	8.8	67.8	0.0	1.3
z6_1	3.9	1.5	1.8	7.8	73.0	0.2	1.1
z7_0	4.8	1.3	1.5	6.1	79.1	0.2	0.8
z7_1	4.0	1.2	1.6	9.0	75.9	0.0	0.9

### Ausgangsmaterialien für Mischreihen mit Mineralstandards

Probe	Orthoklas	Albit	Kaolinit	Illit	Quarz	Pyrit	TOC
esp	3.8	1.5	1.0	2.4	89.0	0.0	0.5
zwe_t	3.8	1.1	3.0	13.4	63.0	1.1	3.0
zwe_tq	4.4	1.3	1.6	7.5	77.5	0.1	0.8

### Korngrößenanalyse (durchgeführt von U. Wiegand, UFZ)

Probe	Schüttung	Entnahme	% Kies	% Sand	% Schluff	% Ton
z1	1995/96	Oberfläche	2.9	18.6	50.1	28.4
z1	1995/96	1m	3.4	15.5	44.4	36.7
z2	1996	Oberfläche	1.1	11.6	43.6	43.7
z3	1996	Oberfläche	2.7	8.7	44.4	44.2
z3	1996	1m	3.9	14	38.9	43.2
z4	1995	1m	7.9	14.4	42.6	35.1
z5	1995	Oberfläche	13	38.4	27.6	21
z5	1995	1m	28.2	49.3	9.2	13.3
z6	1990	Oberfläche	8.9	17.1	43.9	30.1
z6	1990	1m	19.1	23.3	35.3	22.3
z7	1990	Oberfläche	14	36.8	27.9	21.3
z7	1990	1m	22.1	26.6	25.2	26.1

# LEBENS LAUF

## Persönliche Angaben

Name: Götz Reinhäkel  
Adresse: Sommerstr. 53  
81543 München  
Geburtsdatum: 11. Juni 1971 in Düsseldorf

## Ausbildung

08/77 - 06/81: Pestalozzi-Grundschule, Düsseldorf  
08/81 - 06/90: Städt. Görres-Gymnasium, Düsseldorf, Abschluß: Abitur  
07/90 - 06/91: Grundwehrdienst, Essen und Düsseldorf  
11/91 - 11/96: Studium der Geologie an der Ludwig-Maximilians-Universität,  
München; Abschluß: Diplom  
01/97 - 02/99: Promotion am Deutschen Zentrum für Luft- und  
Raumfahrt e.V. (DLR), Institut für Optoelektronik, Oberpfaffenhofen

## Auslandspraktika

08/93 - 09/93: Praktikum bei der Textilfirma Raxon Fabrics Corp., New York, USA  
08/94 - 09/94: Praktikum bei der Goldexplorationsfirma Kilkenny Gold NL,  
Kalgoorlie, Australien

## Praktische Tätigkeiten

02/95 - 03/95: Praktikum bei der Gerling Consulting Gruppe GmbH, München  
06/95 - 07/95: Praktikum im DLR (DFD), Oberpfaffenhofen