

Analyse flächenhafter Senkungserscheinungen
in sedimentären Gebieten
mit den neuen Techniken der Radarfernerkundung
- am Beispiel der Niederrheinischen Bucht -

Dissertation

zur
Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von
Michaela Kircher
aus Siegburg

Bonn 2004

Angefertigt mit der Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.

1. Referent: Prof. Dr. Horst J. Neugebauer
2. Referent: Prof. Dr. Stefan Dech

Tag der Promotion:
10. September 2004

Diese Dissertation ist auf dem Hochschulschriftenserver der ULB Bonn http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online elektronisch publiziert

executive summary

The present work apply the research system of the Permanent Scatterer method developed by the German Aerospace Center to a rural area for the first time. Withdrawal procedures have led to subsidence at the earth surface in the area under investigation, the brown coal area in the Lower Rhine Embayment. The objective of this thesis is to apply the Permanent Scatterer technique to the test site and to verify and validate the measuring. Furthermore, there was the effort to come to interpretation approaches of the deformation mechanism by means of the radar interferometry.

The results of the PS analysis show a sufficient number of longtime stable Permanent Scatterers (ca. 10 PS/ km²) in the area of interest. The main assumption for this interferometric technique was a time constant deformation model. The estimated deformation rates at the point targets (the Permanent Scatterers) were compared with levelling data of the land surveying office. After comparing the data sets (PS and levelling) in consideration of the accuracy and margin of error of the PS system and the levelling method, I come to the conclusion, that the relative subsidence rates derived by the PS system agree very well with the subsidence rates derived by levelling measurements. Both methods indicate the same trend of the deformation and are relative measurements. In the Köln Scholle and the margin areas of the subsidence bowl the deformation rates of the PS differ about 4,98 mm/y from the levelling derived data. This effect is due to the deformation deviation of the linear trend in these areas. The PS data between 1995 und 2000 are more weighted in comparison to the data between 1992 and 1995 because of their density. The least squares fit of these data points leads to a overweight of the PS deformation rates. But the offset can be quantified, so that the deformation velocities derived by the PS technique can be corrected for this amount.

The advantage of the levelling method in comparison to the Permanent Scatterer technique is that no assumption concerning the deformation trend has to be made for the measurements. The assumption of linear deformation in the PS technique represents an error source for non-linear deformation estimation. The observation of subsidence mechanisms depends in both methods on the number of measurements. The advantage of the PS technique is the possibility depending on the maximal available radar images to complete the data set with more radar scenes. Both methods are based on point measurements. Differential SAR interferometry (D-InSAR) has the ability to give spatial information without interpolation. A first rough estimation of the deformation was made by means of D-InSAR.

The subsidence motion sequence led to the conclusion, that the deformation is the effect of withdrawal activities in the 1970th. The Erftscholle was mainly affected of the dewatering of the aquifers in comparison to the Rur- and the Kölner Scholle. An elliptical subsidence bowl was built on this site with an extension in NW-SE direction and the center of subsidence at the village Bergheim-Elsdorf. The expansion of the bowl in NW-SE direction is directly in connection to the tectonic lineaments. The observation of an hydrologic independent systems confirms the measure-

ments of the land environment agency (Landesumweltamt NRW). Furthermore the deformation mechanism seems to be different for the Erftscholle and the margin areas of the subsidence bowl. The subsidence at the Erftscholle follows more the linear trend, while the deformation at the margin areas deviate a little bit from the linear deformation model.

The comparison and the accuracy of the data sets (levelling and Permanent Scatterer) and the resolution in time with the ground truth data and the remote sensing data led to an evaluation of the new Permanent Scatterer technique. The PS system is an outstanding tool to observe deformation within large areas even in rural regions. At the moment it can not be seen as an operational surveying technique, which can substitute the ground truth measurements (e.g. levelling). The Permanent Scatterer supports the levelling data in an appropriate way.

The further developments of the PS technique tries to include more complex deformation models. In the future it will be there for likely possible to analyze more complex movements. New satellite observation systems (ENVISAT, TerraSAR-X) provide the opportunity of high resolution observations. These instruments will help to advance even the accuracy of deformation observation.

The factors and effects, that describe the subsidence mechanism are the thickness and depth of the clay layers, the velocity of groundwater withdrawal, the number of boundary layers between aquitard and aquifer, the lowering of free or artesian groundwater and tectonic effects.

The present work shows a possibility of an improved cognition of deformations on the earth surface by means of remote sensing. These studies can encourage further model analysis and help to map the complex deformation sequences in the subsidence area of the Lower Rhine Embayment. Therewith, the aim of this thesis, the gain of objective information concerning ground deformation observations and the creation of adequate boundary conditions regarding the discussion and the interpretation of the deformation mechanisms, was successfully achieved.

Symbole und Abkürzungen

A	Amplitude
B_{\perp}	effektive Basislinie (senkrecht zur Blickrichtung)
c_K	komplexe Zahl
d_{aps}	Offset (Masteratmosphäre)
d_h	relativer Höhenunterschied (DEM Fehler)
d_v	lineare Deformationsratendifferenz
f_{DC}	Doppler-Centroid-Frequenz
Im	Imaginärteil
LOS	Line of Sight (Blickrichtung des Sensors)
PS	Permanent Scatterer
r	Schrägentfernung (range)
Δr	Differenz der Schrägentfernung
Re	Realteil
SLC	Single Look Complex
SNR	Signal to Noise Ratio
s	Zusammendrückbarkeit
U_c	Verfestigungsgrad
Zs	mindeste Genauigkeit bei Nivellements
γ	Kohärenz
γ_{geom}	geometrische Dekorrelation
γ_{DC}	Doppler Centroid Dekorrelation
γ_{vol}	Volumen Dekorrelation
γ_{therm}	thermisches Rauschen
γ_{temp}	zeitliche Gelände Dekorrelation
$\gamma_{prozess}$	Fehler bei Datenaquisition und -verarbeitung
Θ	Blickwinkel des Sensors
λ	Wellenlänge der Radarstrahlen
ζ_{az}	Geometrische Auflösung in Azimuth
ζ_{rg}	Geometrische Auflösung in Range
Φ	Interferometrische Phase
Ψ	Phase des SAR-Signals
Ψ_{Topo}	Phasenanteil aufgrund der Betrachtung aus verschiedenen Blickwinkeln
Ψ_{Defo}	Phasenbeitrag aus der potentiellen Bewegung der abgebildeten Oberfläche in Blickrichtung des Sensors
Ψ_{Atmo}	Phasenanteil der optischen Weglängendifferenz durch Veränderungen in der Brechung entlang des Signalweges
Ψ_{Noise}	Phasenrauschen

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Problemstellung und Zielsetzung	1
1.1.1	Geowissenschaftliche Problemstellung	1
1.1.2	Technische Problemstellung	4
2	Geowissenschaftlicher Hintergrund	11
2.1	Geologische Faktoren	11
2.2	Geologie im Arbeitsgebiet.....	11
2.2.1	Die Braunkohle	14
2.3	Hydrologische Faktoren.....	14
2.4	Hydrologie im Arbeitsgebiet.....	15
2.4.1	Grundwasserentnahme.....	16
2.5	Tektonische Faktoren	19
2.6	Tektonik im Arbeitsgebiet	19
3	Fernerkundung mit Radarinterferometrie	22
3.1	Aufnahmesysteme und physikalische Grundlagen	22
3.1.1	Radar mit synthetischer Apertur	22
3.1.2	SAR Interferometrie	25
3.2	Permanent Scatterer Technik.....	35
4	Weitere Anwendungsmöglichkeiten	46
5	Datenauswertung und Analyse im Testgebiet	48
5.1	Quantifizierung der Senkungen.....	48
5.2	Validierung der Permanent Scatterer Messungen	58
5.3	Genauigkeitsanalyse und Fehlergrenzen	60
5.3.1	Vergleichstest	63
5.4	Bewertung	85
6	Interpretation der Absenkungsmechanismen	90
7	Zusammenfassung und Ausblick	100
8	Literaturverzeichnis	103
9	Appendix	i

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Zeitskala unterschiedlich induzierter Bewegungserscheinungen.....	2
Abbildung 2: Prinzip der Nivellierung.....	5
Abbildung 3: Aufbau eines Stabextensometers und Prinzip der Inklinometermessung.....	8
Abbildung 4: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes.....	9
Abbildung 5: Geologische Übersicht der Niederrheinischen Bucht.....	12
Abbildung 6: Querschnitt von SW-NE durch die Niederrheinische Bucht.....	13
Abbildung 7: Grundwasserdifferenzenkarte der Niederrheinischen Bucht von 1955 bis 2000.....	17
Abbildung 8: Konsolidationskurve von Ton und Sand.....	18
Abbildung 9: Tektonik im Arbeitsgebiet.....	20
Abbildung 10: Historische Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht.....	21
Abbildung 11: Aufnahme der Erdoberfläche mit den ERS Satelliten.....	23
Abbildung 12: Aufnahmeprinzip des SAR.....	25
Abbildung 13: Amplitudenbild und Phasenbild.....	26
Abbildung 14: Kohärenzbild eines Interferogramms.....	28
Abbildung 15: Einflüsse und Auswirkungen auf die interferometrische Phase.....	31
Abbildung 16: Prozessschritte bei der Erstellung eines Interferogramms.....	32
Abbildung 17: Das Phänomen der „flachen Erde“.....	34
Abbildung 18: Das Permanent Scatterer System.....	35
Abbildung 19: Serie von Amplitudenbildern verschiedener Zeiträume.....	36
Abbildung 20: Zwischen den Permanent Scatterern aufgespanntes Referenznetzwerk.....	39
Abbildung 21: Überprüfung der Stabilität des Referenznetzwerks.....	41
Abbildung 22: Trennung der Phasenanteile mittels Näherung.....	43
Abbildung 23: Zeitliche Abdeckung mit differentiellen Interferogrammen.....	48
Abbildung 24: Zeitreihe der differentiellen Interferogramme.....	49
Abbildung 25: Zeitliche Abdeckung mit den Interferogrammen aus dem PS Stapel.....	50
Abbildung 26: Basislinien-Zeit-Diagramm.....	51
Abbildung 27: Die Permanent Scatterer Kandidaten.....	52
Abbildung 28: Schätzung der Bewegung an den Permanent Scatterern mit unkorrigiertem ERS-DEM.....	53
Abbildung 29: Einfluss des Topographiefehlers auf die Geokodierung.....	53
Abbildung 30a: geschätzte Bewegungsraten an den Permanent Scatterern.....	54
Abbildung 30b: Darstellung der aus den Nivellements ermittelten Bewegungsraten.....	55
Abbildung 31: Darstellung der Bodenbewegungen des Landesvermessungsamtes NRW für das Jahr 2000.....	55
Abbildung 32: Identifizierung der Permanent Scatterer.....	56
Abbildung 33: Semivariogramm der Permanent Scatterer Interpolation.....	57
Abbildung 34: Interpolation der Datensätze.....	58
Abbildung 35: Ausschnitt aus dem Arbeitsgebiet.....	59
Abbildung 36: Interpolierte Karte des geschätzten Topographiefehlers.....	61
Abbildung 37: Darstellung der genäherten Phasenanteile an einem Permanent Scatterer Punkt. ...	65

Abbildung 38: Übersicht der Punktanalysen im Arbeitsgebiet.....	66
Abbildung 39: Vergleich an nah beieinander liegenden PS und Nivellement Punkten.	68
Abbildung 40: Konturen des Absenkungstrichters	69
Abbildung 41: Punktvergleiche zwischen Permanent Scatterer- und Nivellement-Datensatz	70
Abbildung 42: Punktvergleiche zwischen Permanent Scatterer- und Nivellement- Datensatz mit linearem Trend.....	72
Abbildung 43: Graph der aus Nivellementmessungen ermittelten Bewegungsraten gegenüber den mit dem PS Verfahren ermittelten Raten	72
Abbildung 44: Profillinien durch das Arbeitsgebiet.....	73
Abbildung 45: Profile mit Bewegungsraten aus den Permanent Scatterern und Nivellements mit ihren Standardabweichungen	74
Abbildung 46: Karten der Interpolationsfehler	75
Abbildung 47: Punktvergleiche zwischen Permanent Scatterer- und Nivellement-Datensatz	76
Abbildung 48: Punktanalyse mit unterschiedlichen Zeitintervallen	78
Abbildung 49: Beispiel einer Punktanalyse	79
Abbildung 50: Subtraktion des Offsets von den Profilen.	80
Abbildung 51: Darstellung des Absenkungstrichters im Zusammenhang mit den tektonischen Störungen	83
Abbildung 53: links: Differenzkarte der Bewegungsraten aus Permanent Scatterer Daten - Bewegungsraten aus den Nivellements, rechts: Interpolationsfehlerkarte der Permanent Scatterer Daten.....	84
Abbildung 53: Interpolierte Karte aus der Kombination von PS und Nivellementpunkten.....	85
Abbildung 54: Grundwasserspiegelsenkung über den Zeitraum zwischen 1960 und 2005 Bodensenkung seit 1955.....	91
Abbildung 55: Absenkungsphase seit 1955	93
Abbildung 56: Ausschnitt aus dem Untersuchungsgebiet mit den Grundwassergleichen von 1955	94
Abbildung 57: Unterschiedliches Setzungsverhalten über die Zeit von Sand und Ton.....	95
Abbildung 58: Profilschnitt von W-E durch die Niederrheinische Bucht.....	97
Abbildung 59: Profilschnitt von NW-SE durch die Niederrheinische Bucht.....	98

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Kompressibilitätsparameter einiger Lockersedimente nach FREEZE & CHERRY [28]	11
Tabelle 2: Wichtige System Parameter der ERS Satelliten	22
Tabelle 3: Auflistung der Satelliten SAR Missionen	24
Tabelle 4: Vor- und Nachteile von PS Verfahren und konventionellen D-InSAR im Vergleich	45
Tabelle 5: Ergebnisse der Punktvergleiche.	66
Tabelle 6: Vor- und Nachteile von Nivellement Technik und Permanent Scatterer Verfahren im Vergleich.....	88

1. Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

1.1.1. Geowissenschaftliche Problemstellung

Bewegungen an der Erdoberfläche treten in vielen Regionen der Erde auf. Es kann sich dabei um Rutschungen, Senkungen oder Verschiebungen handeln. Diese können natürlichen oder anthropogenen Ursprungs sein. Wichtige Auslösemechanismen sind neben natürlichen Phänomenen wie starkem Niederschlag, der z.B. Hangrutschungen auslösen kann, oder tektonischen Bewegungen im Untergrund, die zu Erdbeben führen können, anthropogene Eingriffe wie Untertage-Bergbau oder Grundwasserabsenkungsmaßnahmen (sog. Sumpfungen).

Die Bewegungen der Erdoberfläche können weitreichende ökologische und ökonomische Folgen haben und ein großes Gefahrenpotential für den Menschen darstellen. Aus diesem Grund ist es wichtig, die Phänomene und Auswirkungen im Sinne einer Überwachung und möglichen Prävention zu beobachten.

Um die genannten Phänomene wahrnehmen und messen zu können, ist vor allem die Geschwindigkeit der Bodenbewegungsprozesse ausschlaggebend. Speziell für Rutschungen und Senkungen soll im Folgenden eine Unterscheidung der Geschwindigkeit der Bewegungserscheinungen die Problematik der Erfassbarkeit und Wahrnehmung verdeutlichen.

Rutschungen

Hangrutschungen haben meist relativ kleine räumliche Ausmaße, aber kommen häufig in vielen Bergregionen vor. Der Typ der Hangrutschungen ist abhängig von der Bewegung (slide, flow, fall), der Geschwindigkeit der Bewegung (von mm/a bis cm/sec), dem beteiligten Material (Stein oder Boden) und verschiedenen Auslösemechanismen, wie zum Beispiel Erdbeben, Regen oder viele Typen anthropogener Einflüsse. Bei den häufig auftretenden Fließ-, Rutsch- und Kriechbewegungen ist die Dynamik der Bewegungen an der Erdoberfläche sehr gering. Diese haben Geschwindigkeiten von wenigen Millimetern pro Jahr.

Bedenkt man das hohe Gefahrenpotential von Hangrutschungen, könnte ein Frühwarnsystem helfen, Katastrophen zu vermeiden oder zumindest deren Auswirkungen zu minimieren. Die Basis für ein solches Frühwarnsystem ist dabei ein systematisches raum-zeitliches Monitoring der betreffenden Hangrutschungsgebiete.

Absenkungen

Absenkungen der Erdoberfläche kommen in vielen Teilen der Erde vor. Problematisch werden sie vor allem in dicht besiedelten Regionen, wie Paris [30], [63], Florenz [75], Neapel [89] oder Venedig [33], wenn Sie für den Menschen eine Bedrohung darstellen. Bodensenkungen sind u.a. das Er-

gebnis der Kompaktion von Sedimenten z.B. durch Erhöhung des lithostatischen Drucks auf Grund von Sedimentzufuhr oder durch Entwässerung infolge von Abfluss und Verdunstung. Aber auch anthropogene Einflüsse wie Grundwasserentnahme [64], [59] und bergbauliche Förderung von Öl [27], Gas, Kohle [67], [85], [91] und anderen Rohstoffen, sowie Bauarbeiten unter Tage [12] können zu Senkungserscheinungen führen.

Im Ruhrgebiet werden 85 % der Steinkohle aus ganz Deutschland gefördert. Hier wird in Tiefen von ca. 950 m Steinkohle Bergbau betrieben. Durch den untertägigen Steinkohle Abbau entstehen große Hohlräume, die bei Nichteinbringung von sogenanntem Versatz (z.B. Trümmergestein, Sand, Asche etc.), zu großflächigen Senkungen an der Erdoberfläche führen [54].

Die Bodendynamik in solchen Gebieten ist äußerst hoch, es können Bewegungsgeschwindigkeiten von mehreren Dezimetern pro Jahr auftreten.

Wie man sehen kann, zeigen die unterschiedlichen Phänomene, die Bodenbewegungen auslösen, in ihrer Bewegungsdynamik zeitliche Charakteristika (Abbildung 1). Im Untergrund akkumulieren die Bewegungen zu substantiellen Strukturänderungen bei tektonischen Einflüssen z.B. in Zeiträumen von mehr als 10^3 Jahren. Die Destabilisierung von Hängen ist mit einem Gesamtzeitraum von bis zu 10^2 Jahren zu veranschlagen. Dagegen liegen die Veränderungen durch Sumpfungmaßnahmen in der Größenordnung von 10er Jahren. Eine Ausnahme bilden die Folgeerscheinungen des Untertagebaus, die in Zeiträumen von weniger als 1 Jahr den größten Teil der Veränderungen an der Oberfläche aufbauen. Hieraus lassen sich typische mittlere Bewegungsraten für die einzelnen Phänomene ableiten. Dabei erreicht der Untertagebau als Auslöser von Bodenbewegungen an der Oberfläche mit 10^0 m/a die höchsten Raten. Er wird gefolgt von den Veränderungen der Oberfläche durch Sumpfungmaßnahmen, die typischerweise 10^{-1} m/a erreichen. Der Zeitraum, in dem sich die Stabilität von Hängen verändern kann, liegt bei Raten von 10^{-2} m/a, während tektonische Erscheinungen in der Größenordnung von 10^{-3} m/a und kleiner festgestellt werden.

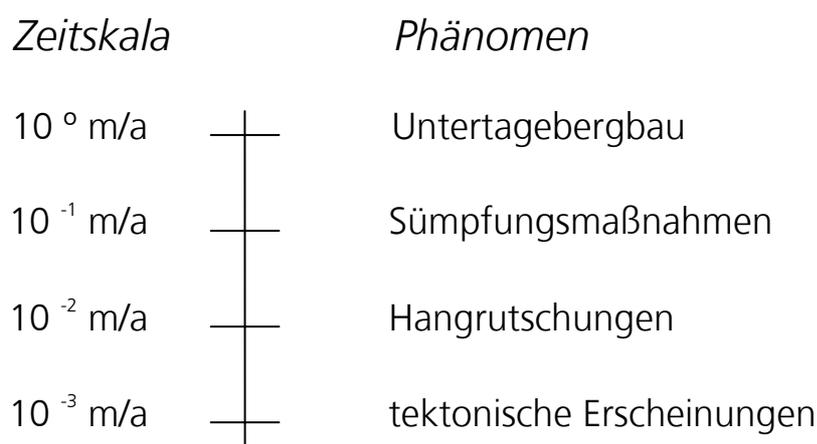


Abbildung 1: Zeitskala unterschiedlich induzierter Bewegungserscheinungen, die größten Bewegungsraten ergeben sich aus untertägigem Bergbau, die geringsten Bewegungsraten zeigen tektonische Erscheinungen (Kriechbewegungen).

Zwischen dem einen Extrem, der durch Untertage Bergbau induzierten Bewegungen an der Erdoberfläche, und den u.a. durch ihre langsame Bewegung schwer zu beobachtenden Hangrutschungen liegen die Bewegungen der durch Grundwasserabsenkung hervorgerufenen Erscheinungen.

In vielen Fällen der Rohstoffgewinnung über und unter Tage [102], [74] sowie Bauarbeiten [47] ist eine mehr oder weniger großflächige Grundwasserabsenkung unter die Sohle der Arbeitsfläche notwendig. Hierfür werden für ein bestimmtes Gebiet sogenannte Brunnengalerien zusammengeschlossen. Dies gewährleistet eine flächenhafte Senkung des Grundwasserspiegels und führt auch an der Oberfläche nicht nur zu lokalen, sondern auch zu großräumigen und weitreichenden Auswirkungen wie:

- Absenkung des freien Grundwasserspiegels bzw. Druckentspannung in tieferen Stockwerken
- Veränderung der ursprünglichen Grundwasserfließrichtung
- Veränderung der Einzugsgebiete von Grundwassernutzern und Vorflutern durch Verschiebung der Wasserscheide
- Verlust des Grundwasserkontaktes der Vegetation bei flurnahen Grundwasserständen
- Leakage-Vorgänge durch Entspannung der tieferen Grundwasserleiter
- Absenkungen der Erdoberfläche

Die vielfältigen hervorgerufenen Veränderungen sind damit Gegenstand intensiver Diskussionen auf ökologischer, ökonomischer und politischer Ebene.

Es ist daher von tragender Bedeutung möglichst umfassende und zuverlässige Informationen über die Beobachtung der ablaufenden Folgeerscheinungen zu gewinnen.

Das Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es, mit Hilfe Satelliten-gestützter Messverfahren zusätzliche Informationen im Sinne objektiver Beobachtungen bereitzustellen. Die Reaktionen auf anthropogene Eingriffe sollen erfasst und das Verständnis der Bewegungsmechanismen mit gut auflösenden, flächenhaften Beobachtungstechniken verstärkt werden. Bei der Betrachtung der drei oben genannten Phänomene, der Hangrutschung, der durch Steinkohle-Bergbau und der durch Sümpfung induzierten Absenkungen, lässt sich erkennen, dass es aufgrund der wirtschaftlichen Erfordernisse und der gesellschaftlichen Konsequenzen unbedingt notwendig ist, zu objektiven Informationen im Sinne eines Monitorings zu gelangen. Die erweiterte und intensive Wahrnehmung des Spektrums der Phänomene steht dabei im Vordergrund. Beim Vergleich der genannten Phänomene (siehe Kap. 4. „Weitere Anwendungsmöglichkeiten“) erweisen sich nur die Sümpfungs-bedingten Erscheinungen zum Zeitpunkt der Zielausrichtung der vorliegenden Arbeit als erfassbar im Sinne der Verbesserung der Wahrnehmung von Bodenbewegungen.

Im Rahmen dieser Dissertation soll deshalb für die Diskussion der Sümpfungsproblematik und den Unsicherheiten in der Interpretation dieses Phänomens solide Randbedingungen geschaffen wer-

den. Schwerpunkt der Arbeit ist dabei der methodische Zugang zur erweiterten Wahrnehmung der Bodenbewegungsphänomene mit einer besseren raum-zeitlichen Auflösung und flächenhaften Beobachtung. Damit soll ein Beitrag zu einer fundierten Analyse des Sumpfungsphänomens geleistet werden.

1.1.2. Technische Problemstellung

Zur Überwachung der Absenkungserscheinungen müssen mit großem personellen Aufwand in regelmäßigen zeitlichen Intervallen Messkampagnen, mittels derer die oberflächhaften Bewegungen erfasst werden, durchgeführt werden (§67 des Bundesberggesetzes bzw. §9 der Markscheiderbergverordnung). Das zu Zeit etablierte Verfahren zur Detektion von Bodenbewegungen ist die Nivellierung. Aber auch GPS, Extensometer und Inklinometer (Neigungsmesser) sind geeignet, Bodenbewegungen zu vermessen. Um das hier betrachtete Messinstrumentarium der Fernerkundung, die in Kap. 3.2 ausführlich beschriebene Permanent Scatterer Technik, validieren und im Vergleich zu den weiteren Verfahren bewerten zu können, ist es wichtig auch die anderen genannten Bodenmessmethoden darzustellen.

Die Bewegungserfassung mittels wiederholter Nivellements ist dabei ein traditionell bewährtes und zuverlässiges Verfahren zur Bestimmung von Höhenänderungen und soll im Folgenden erläutert werden.

Nivellements

Nivellements sind Messungen von Höhenunterschieden zwischen zwei Punkten. Das Prinzip der Messungen besteht in der Aneinanderreihung des Grundprinzips der geometrischen Höhenmessung, dem Nivellementzug (Abbildung 2).

Als Instrumente dienen ein Kompensator- oder Libellennivellierinstrument nebst Stativ, Messlatten (den sog. Invarband-Strichcode-Latten nach DIN 18717 [20]) und den dazugehörigen Lattenlibellen, Lattenuntersätzen sowie Messrad oder Messband zur Stationierung. Beim Nivellement werden die Höhenunterschiede durch horizontales Zielen nach den senkrecht stehenden Messlatten ermittelt. Die Messungen beginnen günstigerweise an einer bekannten Punkthöhe und schließen auch an einer solchen ab. Da eine Messung bei der Aneinanderreihung auf der anderen aufbaut, pflanzen sich Messfehler zu Folgemessungen fort. Um möglichst genaue Messungen zu gewährleisten, erfolgen die Messungen mit immer gleichen Zielweiten (maximal 35 m) und immer als Hin- und Rückmessung. Dabei sollten unterschiedliche meteorologische Bedingungen herrschen, um thermodynamische Effekte auf die Messinstrumente (insbesondere das thermische Ausdehnen der Nivellierlatten bei starker Sonneneinstrahlung) auszuschließen [57]. Die Nivellements liefern als Ergebnis jeweils aktuelle Höhen für die in den Wiederholungsmessungen erfassten Festpunkte, die ihrerseits wiederum als Anschlusspunkte für weiter ins Detail führende Einzelmessungen dienen.

Die Berechnung und Ausgleich erfolgen im Arbeitsgebiet durch das Landesoberbergamt und das Landesvermessungsamt [57].

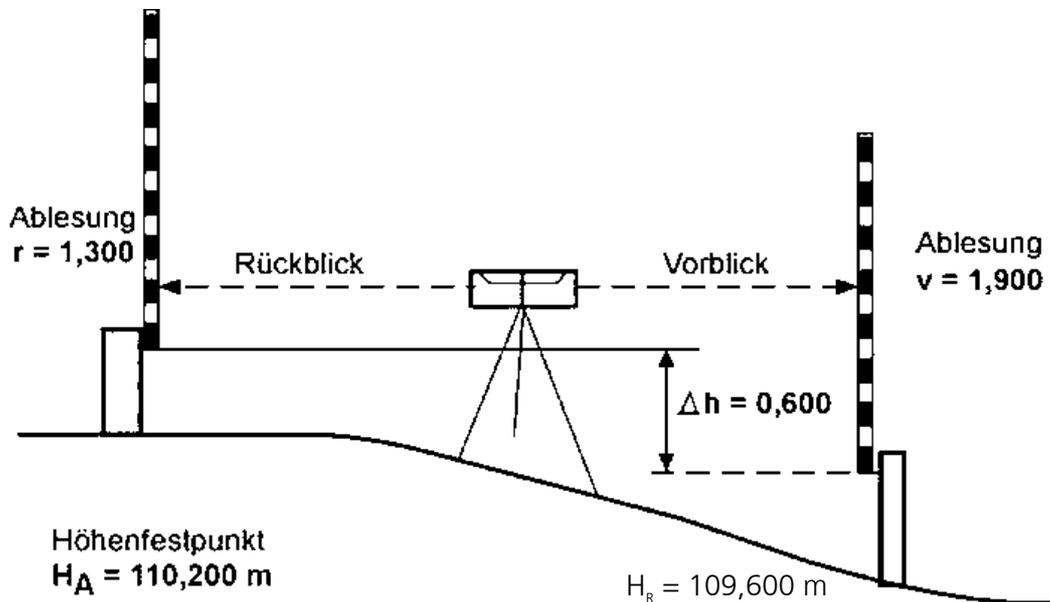


Abbildung 2: Prinzip der Nivellierung. Dargestellt sind das Nivellierungsinstrument und die beiden Messlatten. Mit Hilfe des Nivellierungsinstruments werden die Höhenunterschiede der beiden Höhenfestpunkte durch horizontales Zielen nach den senkrecht stehenden Messlatten ermittelt. Dies geschieht in einer Hin- und Rückmessung um Fehler beim Ablesen zu vermeiden.

Das Nivellement ist grundsätzlich aufwendig und kostspielig (mündliche Mitteilung des Landesvermessungsamtes Nordrhein-Westfalen – LVermA NRW). Die bodenbezogenen Messungen werden in den Bergbaugebieten von Nordrhein-Westfalen alle 2 Jahre in Form von Wiederholungsmessungen durchgeführt. Dabei werden auf Grund von unterschiedlich großen Leitnivellements und der Zerstörung einiger Messpunkte mit der Zeit die Messungen nicht immer an allen Messpunkten ermittelt, es liegt also nicht immer ein exakt identisches Messnetz vor. Im Abstand von 8 Jahren wird das sogenannte „große Leitnivellement“ vermessen. Zwischen zwei großen Leitnivellements wird nur jeweils ein Teil des Gesamtnetzes als „kleines“ (rd. 400 km langes) bzw. „mittleres“ (rd. 600 km langes) Leitnivellement erfasst [74]. Damit begrenzt sich die Aussage über das Bewegungsfeld auf eine integrale Veränderung über den Beobachtungszeitraum. Um den großen Umfang an Messungen zeitgleich bewältigen zu können, gibt es eine Interessengemeinschaft, bestehend aus Institutionen und Vermessungsstellen, die diese Arbeiten auf freiwilliger Basis durchführen. Hierzu gehören Bergbaubetriebe, Kommunen, Verkehrsbetriebe, Kraftwerksunternehmen, Wasserwirtschaftsverbände, Vermessungs- und Katasterämter und Bezirksregierungen. Zum Arbeitsablauf eines sog. Leitnivellements nach gängigen Richtlinien gehören:

- Planung und Koordination

- Kalibrierung
- Durchführung zeitgleich koordinierter Höhenmessungen
- Gesamtauswertung und Dokumentation
- Höhendeformationsanalysen und
- Fortführung der amtlichen Höhenpunktnachweise.

Problematisch bei flächendeckenden Nivellements sind dabei unter anderem der personelle Aufwand und die Kosten (mündliche Mitteilung LVermA NRW).

Im Folgenden soll ein Überblick über weitere Möglichkeit der Bewegungsmessung mittels GPS, Extensometer und Neigungsmesser gegeben werden.

GPS

Das GPS (Global Positioning System) ist ein satellitengestütztes Ortungssystem. Zur Bestimmung der Position eines (mobilen) Empfängers wird durch Messung der Signallaufzeit von den GPS-Satelliten zum Empfänger seine Entfernung und relative Position zu diesen Satelliten berechnet. Für eine solche räumliche Positionsbestimmung sind die Signale von mindestens vier Satelliten notwendig. Da die Daten der Umlaufbahnen der Satelliten bekannt sind, können daraus die Position auf der Erdoberfläche und die Höhe bestimmt werden.

Zur Ermittlung von Bodenbewegungen mittels GPS wurden in einem Gebiet über einem geothermalen Feld in Kalifornien 30-40 permanente GPS Stationen eingerichtet [62]. Die aufgenommenen Höhendifferenzen wurden in jährliche Bewegungsraten umgerechnet. Anschließend wurden die Messungen in vertikale Deformationswerte umgerechnet. Die vertikale Genauigkeit für die GPS Messungen liegt bei 15 mm, der horizontale Positionierungsfehler zwischen 3-5 mm.

Der Vorteil der permanenten GPS Stationen ist die Möglichkeit in beliebig kleinen zeitlichen Abständen Informationen von 3D Deformationsdaten zu bekommen. Der Aufwand ist jedoch ebenfalls groß und kostspielig, entweder müssen ähnlich wie bei den Nivellements Messungen manuell durchgeführt werden oder es müssen etliche permanente GPS Stationen aufgestellt und betrieben werden. Um vergleichsweise die gleiche Abdeckung wie in einer $\frac{1}{4}$ SAR-Szene zu erreichen müssten mindestens 20.000 GPS Empfänger installiert werden.

Extensometer

Bei der Extensometermessung wird die durch Deformation hervorgerufene Abstandsänderung zweier Punkte gemessen. Die Extensometer werden z.B. in Bohrlöchern installiert, um Gebäudesetzungen, Absenkungen über Tunnel, Bewegungen von gestauten Strukturen und Deformationen an Untergrund Öffnungen zu beobachten. Sie liefern nur die Verschiebungskomponente ihrer Einbaurichtung, also entweder eine horizontale oder eine vertikale Deformation der Erdoberfläche mit einer Messgenauigkeit von $\pm 0,2$ mm [94]. Die Messungen mit Extensometer beruhen auf der Ent-

fernungsänderung zwischen zwei Punkten. Beide Punkte sind bei der ursprünglichen Ausführung des Gerätes mit einer Stange (Stangenextensometer), die mit dem einen Endpunkt im Gebirge fest verankert ist, verbunden. Die Bauart der Extensometern wird vor allem durch die jeweilige Messaufgabe bestimmt. Bei der Vielzahl an Extensometern wird zwischen Art der Verankerung (Vermörtelung, Expansionsverankerung etc.), Art des übertragenden Elementes (Gestänge, Draht, Glasfaser etc.) und der Art und Weise der Messung der Längenänderung (mechanisch, elektrisch) unterschieden.

Gemessen wird der Abstand zur Referenzhöhe. Eine Änderung dieses Abstands weist darauf hin, dass eine Bewegung stattgefunden hat. Die Bewegungen sind bezogen auf eine stabile Höhe, typischerweise ein sogenannter „downhole anchor“. Die resultierenden Daten können dazu genutzt werden die Zone, Rate und Beschleunigung der Bewegungen zu bestimmen und Spannungen zu berechnen. Gemessen wird allerdings nur die Kompaktion innerhalb des Bohrlochintervalls, der Boden darunter bleibt von den Messungen unberührt. Die bestimmenden Faktoren für die Genauigkeit von Extensometer Messungen sind das Umfeld und die Qualität der Installation der Messungen. Die Genauigkeit des Systems kann verbessert werden durch Korrekturen für thermische Effekte an der Installation und den Sensoren.

Neigungsmesser (Inklinometer)

Mit Inklinometern werden die Abweichungen von der Vertikalen oder Horizontalen innerhalb eines Bohrlochs gemessen. Bohrloch-Neigungsmesser liefern Informationen über die lokale Bodendynamik eines Messpunktes bis in maximal 100 m Tiefe (siehe Abbildung 3) [56]. Allerdings messen sie nur die Verschiebungskomponente senkrecht zur Bohrlochachse. Neigungsmesser sind als Horizontal- und Vertikalpendel ausgebildet. Ein Inklinometer kann im Prinzip ein Pendel sein, dessen Gehäuse fest in einem Bohrloch oder einer Messstation montiert wird und das sich nach dem Schwerkvektor ausrichtet. Registriert werden die Schwankungen der Lotrichtung gegenüber der Erdoberfläche in zwei zueinander senkrechten Komponenten. Bereits die einfachsten Geräte erlauben hochgenaue Messungen von Variationen der Neigung in der Größenordnung von Mikroradian [23]. In einer Studie im Bonner Raum [49] wurden an 3 Neigungsmessern über 2-3 Jahre sowohl jahreszeitliche Effekte von Bodenbewegungen, Niederschlags-bedingten Bewegungen mit täglichen Perioden als auch Signale, die auf tektonische Kriechbewegungen hinweisen, registriert. Die angestrebte Genauigkeit wurde dabei mit $0,1 \mu\text{rad}$ angegeben. Die vertikale Genauigkeit liegt bei 1-2 mm/10 m [88].

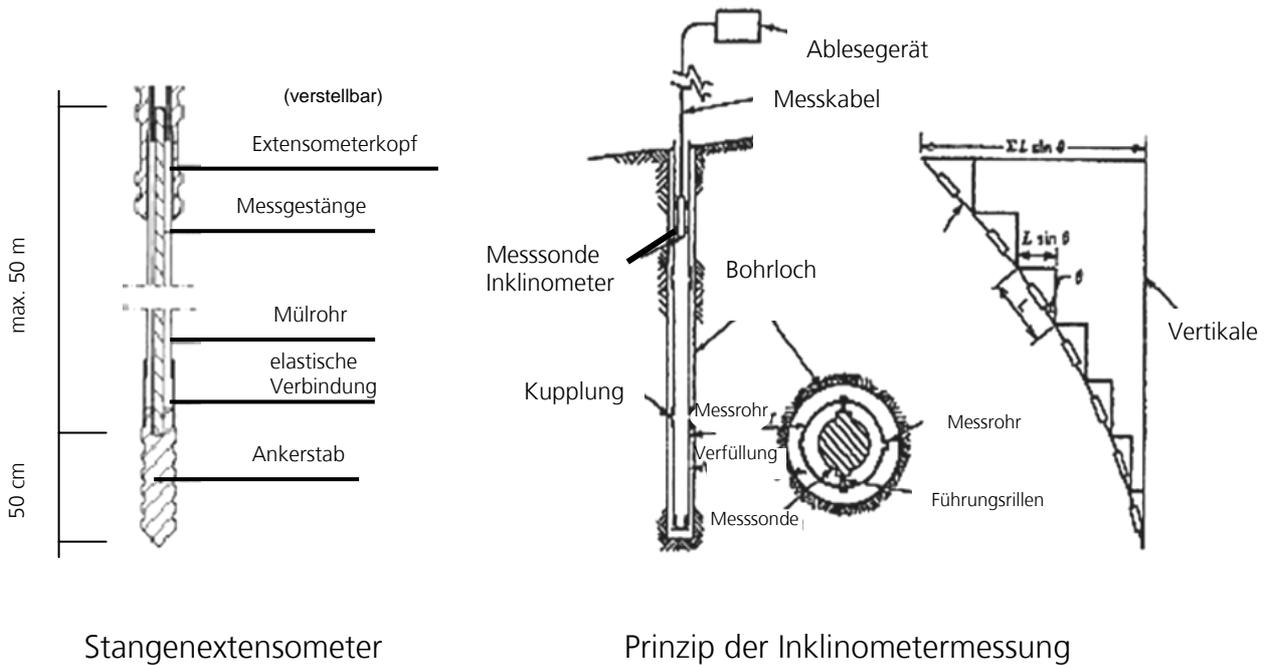


Abbildung 3: Aufbau eines Stabextensometers (links), Quelle: UNI WUPPERTAL [94] und Prinzip der Inklinometermessung (rechts), Quelle: STUMP [88]. Das Extensometer liefert die Verschiebungskomponente zwischen zwei Punkten in Einbaurichtung des Gerätes (horizontal oder vertikal). Mit dem Inklinometer werden Deformationen senkrecht zur Einbaurichtung gemessen.

Radarmessungen

Neben den beschriebenen Messungen am Boden können Bodenbewegungen auch mittels Satelliten beobachtet werden. Die Radarfernerkundung ist ein Werkzeug, Bodenbewegungen millimetergenau festzustellen [13]. Erstmals wurde 1989 mit Aufnahmen des Seasat von GABRIEL ET AL. [31] Bewegungen über Quellböden (Wasser absorbierenden Tonen) mit Hilfe der differentiellen Interferometrie (D-InSAR) vom Weltraum aus ermittelt. Die Anwendbarkeit der Methode auf Daten des European Remote Sensing Satellite (ERS) wurde 1993 von MASSONNET ET AL. [58] mit der Untersuchung des „Landers-Erdbebens“ erstmals demonstriert. Seither wurde D-InSAR in zahlreichen Bereichen eingesetzt, wie z. B. der Verschiebung der Erdoberfläche durch Erdbeben [2], [7], [66], Gletscherbewegungen [72], [73], Vulkanismus [5], [29], Hangrutschungen [30], [6] sowie Landabsenkungen durch Bergbau [101]. Nicht zuletzt wird die Fernerkundung, speziell die Radarinterferometrie, zur Höhenmodellerstellung [55], [104] eingesetzt.

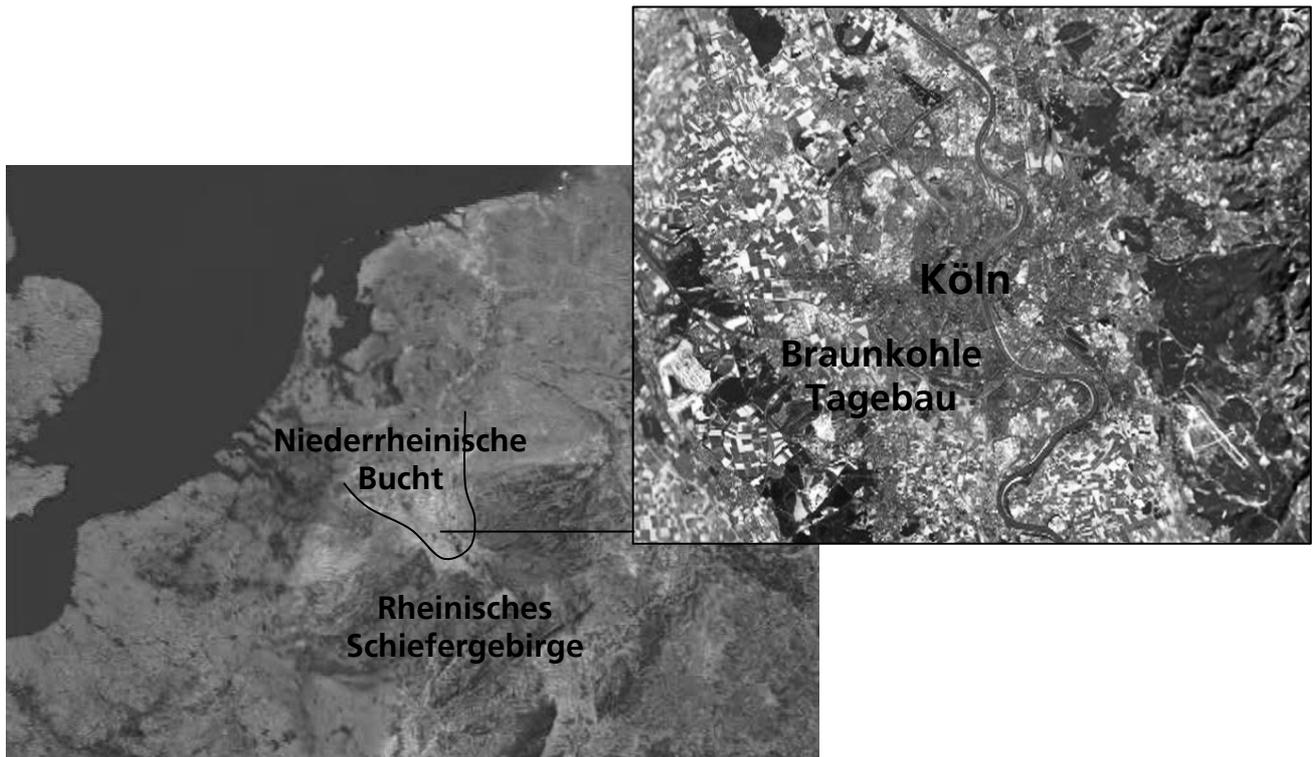


Abbildung 4: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes, Quelle: DLR. Die Niederrheinische Bucht greift keilförmig in das Rheinische Schiefergebirge (links). Bei dem Arbeitsgebiet in der südlichen Niederrheinischen Bucht handelt es sich um die Braunkohle-Tagebaue in der Nähe von Köln (Ausschnitt rechts).

Ziel dieser Arbeit ist dabei zunächst die **Beobachtung und Analyse** von Absenkungen der Erdoberfläche in der Niederrheinischen Bucht (Abbildung 4) auf Grund von Grundwasserentnahme. Hierzu wird neben der herkömmlichen Nivellement Technik, die Methode der Radarinterferometrie angewendet. Dabei stellt das neue Fernerkundungsverfahren der Permanent Scatterer eine vielversprechende Möglichkeit zur Beobachtung von Bodenbewegungen an der Erdoberfläche dar. Die **Validierung** des neuen Verfahrens der Permanent Scatterer Technik erfolgt mittels Bodenmessungen. Die Messgenauigkeit von Bodenmessung und Radartechnik soll einander gegenübergestellt werden. Darüber hinaus soll ein **Vergleich** zwischen den Ergebnissen beider Messmethoden zu einer **Bewertung** des neuen Verfahrens der Radarinterferometrie führen. Hierbei werden die folgenden Fragen aufgeworfen und diskutiert:

- „Eignen sich andere Methoden außer den bodengestützten zur Erfassung von Bodenbewegungen?“
- „Sind diese Verfahren gut genug für die Bewegungsmessung oder sogar besser als die genannten Methoden?“.
- „Wie genau sind die Messmethoden?“
- „Reichen Satellitenbeobachtungen allein, um die Bodenbewegungen genauestens zu erfassen?“

- „In wie weit könnte die Fernerkundung die Messung mit Nivellements ersetzen?“
- „Werden kürzere zeitliche Veränderungen erfasst?“
- „Kann man alleine mit Hilfe der Radarbeobachtungen zu einer sicheren Erfassung der Bodenbewegungsmechanismen gelangen?“

Mit der vorliegenden Arbeit sollen diese Fragen geklärt werden.

2 Geowissenschaftlicher Hintergrund

Die durch Sumpfung im Braunkohlengebiet der Niederrheinischen Bucht erzeugte Absenkungsfigur ist instabil. Sie verändert sich räumlich und zeitlich. Hierbei bestimmt der geohydrologische Aufbau des Gebirges entscheidend die Art der Ausbreitung. Insbesondere Mächtigkeit, Durchlässigkeit und Porenraum der Aquifere sowie Verbreitung stauender Horizonte und hydraulisch wirksame Störungssysteme sind von Bedeutung.

2.1. Geologische Faktoren

Die Art des Untergrundes und die Schichtmächtigkeit stehen in direktem Zusammenhang mit Absenkungserscheinungen an der Erdoberfläche. Verschiedene Lockergesteine weisen unterschiedliche Kompressibilität und Kompaktion auf. Nachfolgend sind einige Lockersedimente mit ihren zugehörigen Koeffizienten aufgeführt:

Lockersedimente	Kompressibilität [km ² /N oder Pa ⁻¹]
Kies	10 ⁻⁸ – 10 ⁻¹⁰
Sand	10 ⁻⁷ – 10 ⁻⁹
Ton	10 ⁻⁶ – 10 ⁻⁸

Tabelle 1: Kompressibilitätsparameter einiger Lockersedimente nach FREEZE & CHERRY [28]

2.2. Geologie im Arbeitsgebiet

Die Grundwasserabsenkung führt zu einer Änderung der Spannungsverhältnisse (Zunahme der Spannung) im geologischen Gebirge, die mit Konsolidationssetzungen der Gebirgsschichten und infolge dessen mit Bodensenkungen an der Erdoberfläche reagiert [81].

Das Arbeitsgebiet liegt in der südlichen Niederrheinischen Bucht, ungefähr 10 km südwestlich von Köln. Die Niederrheinische Bucht sinkt als Bruchdreieck entlang NW-SE verlaufender Störungslinien im Nordwesten des Rheinischen Schiefergebirges ein und wird von zahlreichen Störungen durchzogen. Diese Störungen begrenzen einzelne Schollen, die Rur-Scholle, Venloer-Scholle, Krefelder-Scholle, Erft-Scholle und Köln-Scholle [78]. Das Arbeitsgebiet umfasst mit einer Fläche von ca. 28 x 30 km Teile der Erft- und der Köln-Scholle (Abbildung 5).

Die geologische Geschichte der Niederrheinischen Bucht beginnt im *Paläozoikum* mit dem *Mitteldevon*. Die Ablagerungen dieser Zeit wurden durch die variszische Gebirgsbildung an der Wende vom *Unter-* zum *Oberkarbon* gehoben, gefaltet und schwach metamorph überprägt. Sie bilden das heutige Grundgebirge der Region. Während des *Perms* wurde dieses Gebirge teilweise wieder abgetragen und eingeebnet [50].

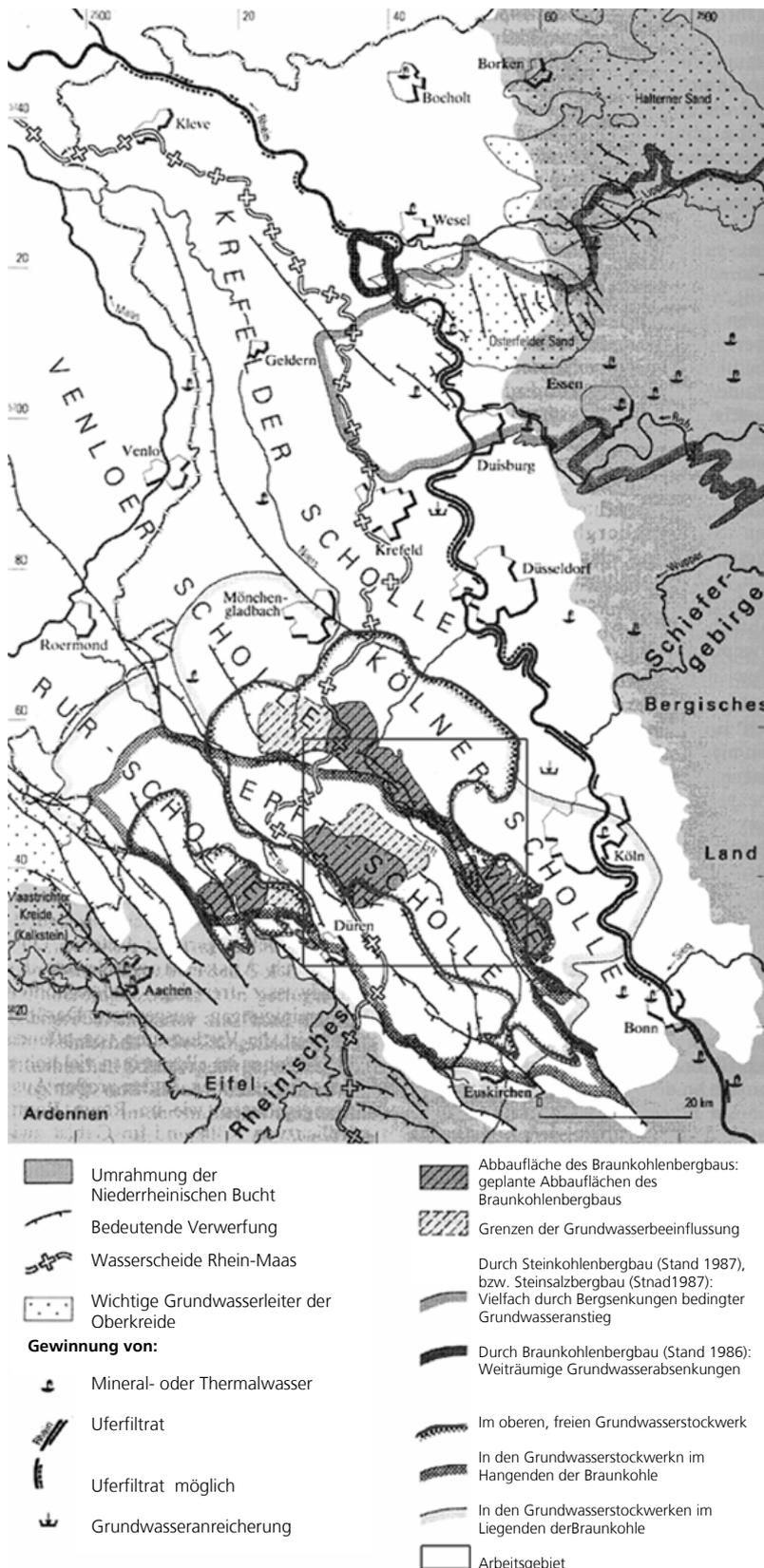


Abbildung 5: Geologische Übersicht der Niederrheinischen Bucht, Quelle: HAGER ET AL. [38]. Die Abbildung zeigt die Ausdehnung der Niederrheinischen Bucht im Rheinischen Schiefergebirge sowie bedeutende Verwerfungen, die die Niederrheinische Bucht in Schollen teilt. Neben dem Arbeitsgebiet sind auch die Grenzen der Grundwasserbeeinflussung durch Braunkohlebergbau gekennzeichnet.

Im nachfolgenden *Mesozoikum* setzte sich die Einebnung des variszischen Gebirges fort. Durch tektonische Einwirkungen im Tertiär und Quartär hat sich die Niederrheinische Bucht als Niederrhein-Becken über einem bis dahin relativ wenig abgesunkenen Mesozoikum gebildet [80]. Zu Beginn des *Tertiär (Palaeozän-Eozän)* war die Rheinische Masse ein kaum durch Täler gegliedertes Tiefland, in dem unter feuchten und warmen Klimabedingungen tiefgründige Verwitterung erfolgte [61].

Im *Oligozän* und *Miozän* sank die Niederrheinische Bucht an NW-SE streichenden Störungen ab [10] und wird in einzelne, voneinander unabhängige Schollen zerteilt [79].

Wegen der hohen Absenkungsgeschwindigkeit drang die Nordsee im *Oberoligozän* in den Kölner Raum vor [10]. In einer flachen Küstenebene entstanden bei subtropischem Klima große Moorgebiete. Die Bereiche, in denen es zur Moorbildung kam, dehnten sich im Laufe der Zeit - der nach Norden zurückweichenden Meeresküste folgend - immer weiter aus. So konnten im Süden und Südwesten der Niederrheinischen Bucht ausgedehnte und mächtige Moorablagerungen entstehen, aus denen später durch Umwandlungsprozesse Braunkohle wurde [50].

Charakteristische Ablagerungen für das späte *Oligozän* und *Miozän* sind die Aufeinanderfolge von marinen Sanden, festländischen Tonen und Schluffen mit Braunkohlenlagen, die als Kölner Schichten oder auch Unterflözgruppe bezeichnet werden [38]. Insgesamt lagern über dem paläozänen Untergrund bis zu 1000 m mächtige tertiäre Sedimente [81].

Die Ablagerungen des *Quartärs* bestehen hauptsächlich aus Kiesen, Sanden, Tonen und Auenlehmen und bedecken weitgehend diskordant den Untergrund. Wiederholte extreme Klimaänderungen, dadurch bedingte Meeresspiegelschwankungen und auch tektonische Bewegungen des Untergrundes mit Hebung und Senkung bewirkten im *Pleistozän* den Wechsel von Aufschotterung und Abtragung durch die Flüsse. Dadurch entstanden die reichgegliederten Terrassenlandschaften der Niederrheinischen Bucht. Im jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte (*Holozän*) vollzieht sich vor allem die Eintiefung und Ausgestaltung der ebenen Talböden [50].

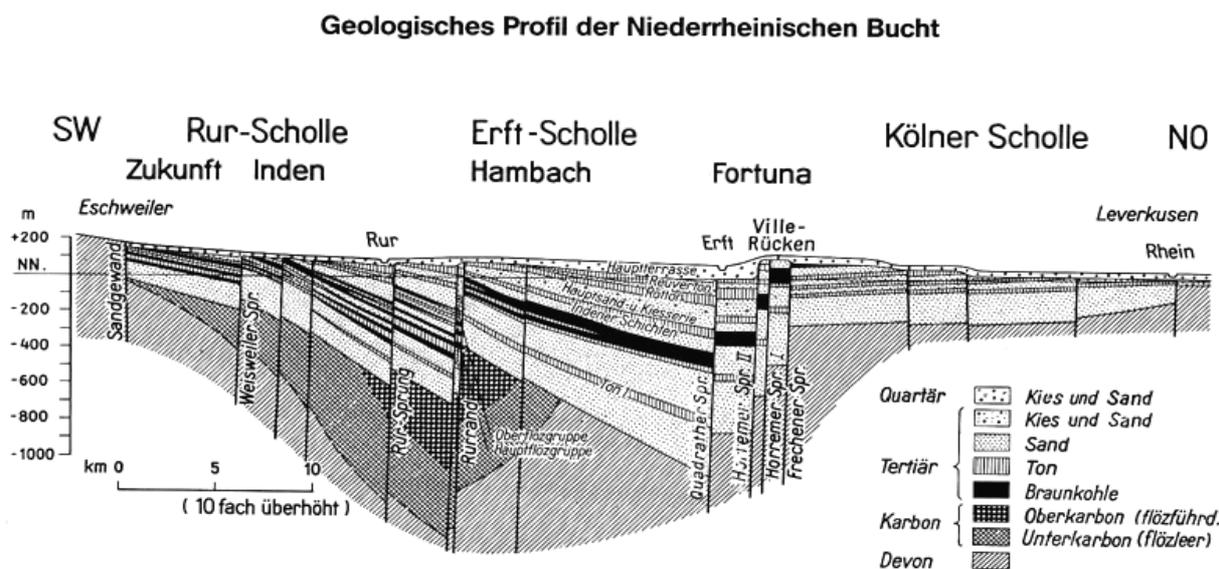


Abbildung 6: Querschnitt von SW-NE durch die Niederrheinische Bucht, Quelle: H. GRABERT [35] In der Abbildung zeigt der geologische Querschnitt durch die Niederrheinische Bucht von SW nach NO den Aufbau der Schichten in den einzelnen tektonischen Schollen. Die unterschiedliche Schichtmächtigkeit auf den verschiedenen Schollen und das Einfallen der Schichten nach Nordosten sind besonders auffällig.

2.2.1. Die Braunkohle

Die Braunkohle ist an den Verwerfungen durch die Schiefstellung der Schollen in geringeren Tiefen anzutreffen und somit leichter zugänglich. Deshalb befinden sich die Tagebaue jeweils an den westlichen Rändern der Schollen (z.B. Tagebau Frechen am Westrand der Kölner Scholle, Tagebau Hambach am Westrand der Erft-Scholle).

In der Niederrheinischen Bucht sind ca. 55 Mrd. t Braunkohle nachgewiesen, von denen rund 35 Mrd. t gewinnbar sind. In den derzeit fördernden bzw. zur Förderung vorgerichteten Tagebauen der im Folgenden „RWE Power AG“, Rheinische Braunkohlenwerke AG, einer Tochter des Energiekonzerns RWE Power AG, sind rund 5,2 Mrd. t und in langfristig geplanten Abbaufeldern weitere 11,7 Mrd. t Braunkohle planerisch erfasst. Die jährliche Förderung beträgt derzeit rund 115 Mio. t Kohle. Die Braunkohlen-Lagerstätte des Rheinlandes weist drei Abbauschwerpunkte auf:

- die Ville zwischen Köln und Bonn, von wo aus der Kohleabbau sich entwickelte. Diese Vorkommen sind jedoch weitgehend ausgekohlt und rekultiviert.
- Das Südrevier liegt an der Westseite und im nördlichen Teil der Ville und erstreckt sich bis zum Erft-Sprung. Im Mittel- und Nordrevier sind die Braunkohlenflöze in größere Tiefen verworfen. Ähnliche Ablagerungsverhältnisse treten im Westen zwischen Eschweiler und Jülich sowie im Süden bei Zülpich auf. Die Abraumdecke ist hier erheblich mächtiger als in der Ville und erreicht rund 200 m. Die Braunkohle ist hier oft in mehrere Flöze mit unhaltigen Zwischenschichten aus Sand, Kies und Ton aufspaltet. In diesen Flözgruppen stehen derzeit die meisten Tagebaue.
- Das Becken zwischen der Erft und Aachen. Die Braunkohle-Vorkommen sind hier am tiefsten in der Niederrheinischen Bucht abgesunken und werden von mehreren hundert Metern Abraum überdeckt. Dafür besitzt die Braunkohle einen höheren Heizwert, ist also qualitativ besser. Die schon während der Sedimentation andauernde Senkung im Gefolge des grabenförmigen Einbrechens der Niederrheinischen Bucht führte zu einer erheblichen Flözmächtigkeit, die Tiefenversenkung komprimierte die Braunkohle stark und bewirkte eine natürliche Inkohlung, die sich in einem erhöhten Heizwert zeigt und damit zu einer erhöhten Energieausbeute führt. Mit dem Tagebau Hambach bei Jülich werden diese tiefliegenden Flöze der Eft-Scholle erschlossen; im Endausbau wird dieser Tagebau über 700 m tief sein [35].

2.3. Hydrologische Faktoren

Durch Grundwasserabsenkung kann sich sowohl eine Entwässerung als auch eine Grundwasserentspannung ergeben. Die Grundwasserentspannung führt zum Abbau von natürlichem Poren-

wasserüberdruck im Grundwasserleiter und in den über- und unterlagernden Grundwasserstauern. Dieser Vorgang führt zu Verdichtung und damit Setzungen [74].

Je schneller der Porenwasserüberdruck sich abbauen kann, um so eher kommt es zur Verdichtung des Korngerüsts. Die Fließgeschwindigkeit von Wasser in Lockergesteinen ist abhängig von der Größe der Poren zwischen den Gesteinspartikeln. Sie ist demnach am größten im grobem Kies und weitaus am geringsten im feinkörnigen Ton. Die nach den Kornfraktionen zwischen Kies und Ton gestaffelten Sande und Schluffe liegen in ihren diesbezüglichen Eigenschaften zwischen den Extremen Kies und Ton. Hieraus ergibt sich, dass Kies sich rasch und vergleichsweise gering, Ton sich dagegen sehr langsam und vergleichsweise stark setzt.

2.4. Hydrologie im Arbeitsgebiet

Im Arbeitsgebiet prägen in erster Linie die vielfach durch Ton- und Braunkohlehorizonte (Grundwassernichtleiter) in Stockwerke gegliederten tertiär- und quartärzeitlichen Porengrundwasserleiter die Grundwasserverhältnisse [50]. Durch die tektonischen Strukturen, d.h. die Zerlegung in größere und kleinere Schollen werden auch die hydrogeologischen Teilräume bestimmt. Die unterschiedliche paläogeographische Ausbildung seit dem Miozän führt zu unterschiedlichen hydrogeologischen Verhältnissen. Die Verhältnisse für die wichtigsten Schollen werden im Folgenden näher erläutert:

In der Kölner Scholle bilden im Wesentlichen pleistozäne Sande und Kiese der Nieder- und Mittelterrasse den oberen Grundwasserleiter. Die Mächtigkeit der Terrassenschotter liegt meist bei 30-40 m. Unter dem Pleistozän folgen bis zu 300 m mächtige tertiäre Lockersedimente, die von feineren Sanden, Schluffen und Tonen sowie einzelnen Braunkohleflözen aufgebaut werden. Nördlich Kölns keilen die Tonhorizonte aus, so dass nur noch ein durchgehender Grundwasserleiter vorhanden ist [37].

Während in der Kölner Scholle ein bis fünf weit aushaltende Grundwasserstockwerke ausgebildet sind, treten im Zentrum des Senkungsraums der Niederrheinischen Bucht, in der Erft-Scholle, bis zu 13 voneinander getrennte Grundwasserstockwerke auf, die zu sechs Hauptgrundwasserstockwerken zusammengefasst werden können [38]. Innerhalb der Erft-Scholle nehmen nach Südosten, in Richtung auf den Eifelrand, die Gesamtmächtigkeiten der Schichtenfolgen ab, die stockwerkstrennenden Tonhorizonte und Flöze keilen teilweise aus, so dass sich die Zahl der Grundwasserstockwerke im südlichen Teil der Erft-Scholle vermindert [50].

In den übereinander angeordneten Grundwasserhorizonten ist das Grundwasser, mit Ausnahme des obersten Stockwerks mit freiem Grundwasserspiegel, artesisch gespannt. Den größten Grundwasserleiter in der Erft-Scholle stellt die altpleistozäne Hauptterrasse dar. Die sehr gut durchlässigen Sande und Kiese (Durchlässigkeitsbeiwert $1 \cdot 10^{-3}$ bis $3 \cdot 10^{-3}$ m/s) erreichen Mächtigkeiten bis

80 m. Im Liegenden folgt unter den tertiären Reuver- und Rotton-Serien die 300 m mächtige Hauptkies-Serie als zweites wichtiges Grundwasserstockwerk.

2.4.1. Grundwasserentnahme

Neben der Grundwasserentnahme zur Versorgung von Industrie, Gewerbe und Haushalten mit Trink- und Brauchwasser erfordert die Freilegung und Gewinnung der Braunkohle eine Entwässerung der Gebirgsschichten bis zum Liegenden. In der Niederrheinischen Bucht wird seit 1950 Braunkohle in Teufen zwischen 100 bis 700 m (Tagebau Hambach) abgebaut [35].

Im Herbst 1955 fand eine Vorentwässerung der pleistozänen Schotter (auf der Erftscholle) [86] statt. Im Frühjahr 1957 begann die Hauptentwässerung mit gleichzeitiger Absenkung der beiden gespannten Grundwasserhorizonte über dem Hauptflöz. Bis Ende 1963 war mit der Absenkung des Grundwasserspiegels um ca. 150 m in der Nähe der Brunnen fast 90% des Erftbeckens entspannt [95]. Die Grundwasserabsenkung breitet sich von den Brunnen parabelförmig nach allen Seiten aus und geht in eine Druckentspannung über [102].

Die vier Hauptgrundwasserstockwerke im unmittelbaren Tagebaubereich müssen vollständig entleert und das Liegendstockwerk entspannt werden. Dazu werden Entwässerungsbrunnen in und rund um die Tagebaue niedergebracht und zu großen Brunnengalerien zusammengeschlossen. Für eine Tonne geförderter Braunkohle müssen rund 10 m³ Grundwasser gehoben werden. Zur Hebung des Grundwassers werden Tauchpumpen eingesetzt. Derzeit sind rund 850 Brunnen im rheinischen Revier in Betrieb [35].

Bei der Absenkung des ungespannten Grundwasserspiegels geht in der entwässerten sandig-kiesigen Erdschicht der Auftrieb verloren, den das aus den Kornzwischenräumen abgeflossene Porenwasser zuvor auf die Körner ausgeübt hat. Zur Setzung kommt es, wenn die Körner durch die Kompaktion schwerer werden und die tieferen Schichten bis zum unteren Grundwasserstauer stärker belasten. Wird nun ein von wasserstauenden Tonschichten eingeschlossenes sandiges Grundwasserstockwerk entwässert, so wird zusätzlich zum Auftrieb mit dem „natürlich“, artesisch gespannten Überdruck des Porenwassers auch der Wasserstützdruck auf die über- und unterlagernden Tonschichten abgebaut, das Korngerüst und die Tonschichten setzen sich [54].

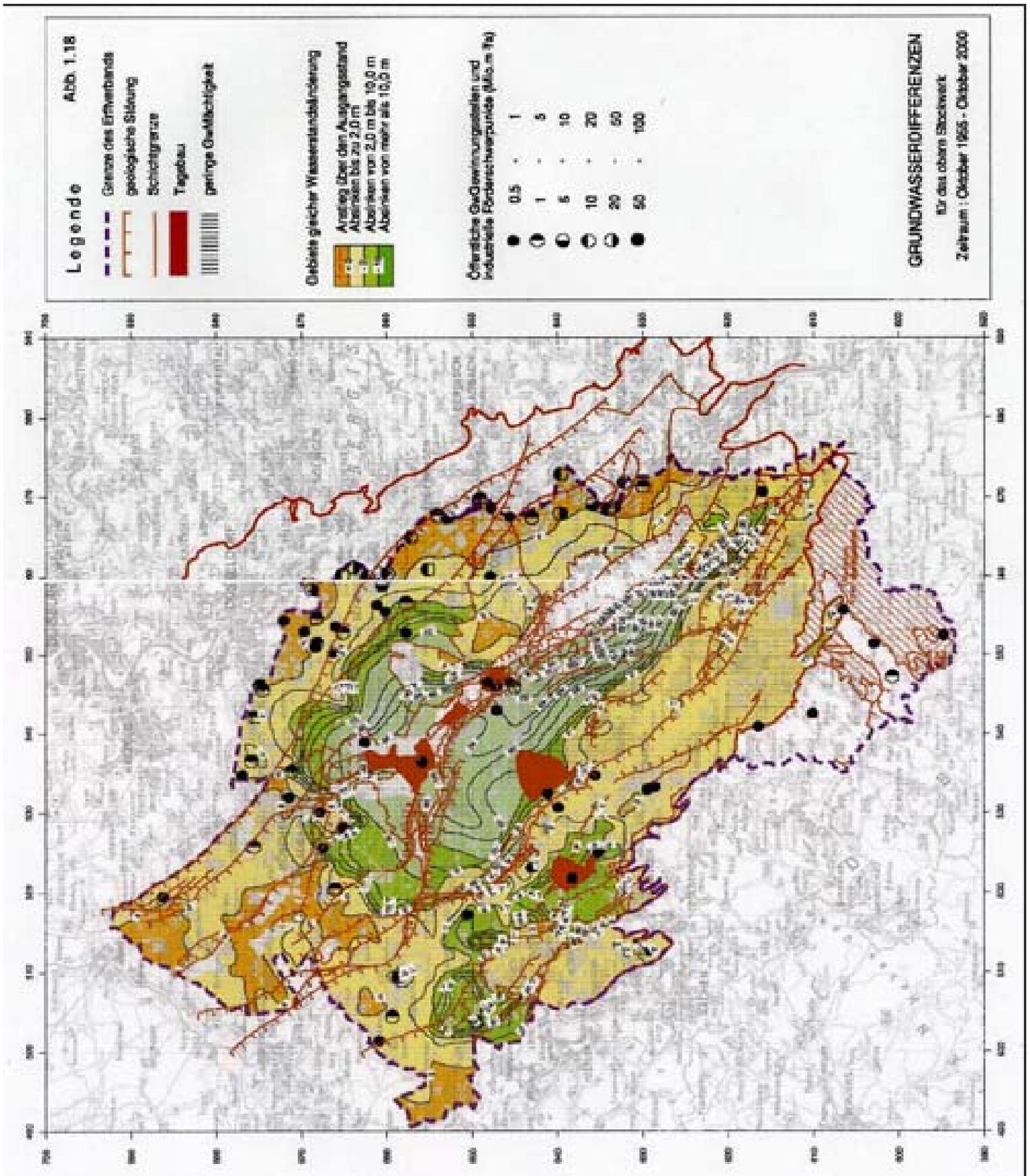


Abbildung 7: Grundwasserdifferenzenkarte der Niederrheinischen Bucht von 1955 bis 2000, Quelle: Jahresbericht 2001 des Erftverbandes. Dargestellt sind neben den tektonischen Störungen und geologischen Schichtgrenzen die Flächen gleicher Grundwasserabsenkung im Bereich des Erftverbandgebietes. Die schwarzen Kreise deuten die Menge der öffentlichen und industriellen Grundwasserentnahme an.

Die Geschwindigkeit der Verdichtung ist hierbei abhängig von der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers und daraus resultierend das Fortfallen der Auftriebsentlastung. Die Setzung bei Kiesen und grobkörnigen Sanden erfolgt auf Grund der relativ schnellen Entwässerung durch die großen durchgängigen Porenkanäle und das relativ tragfähige Korngerüst schnell, aber vergleichsweise gering. Feinkörnige Tone dagegen lassen sich nur wenig entwässern, setzen sich aber langsam unter dem erhöhten Korngerüstdruck der angrenzenden Sandschichten und dem Abbau des Überdrucks im gespannten Porenwasser vergleichsweise stark [90] (Abbildung 8). Aus der Summe dieser einzelnen Schichtsetzungen entstehen an der Tagesoberfläche innerhalb der von tektonischen Störungen begrenzten Schollen trichterförmige Absenkungsmulden, die sich auf weite Gebiete in der südlichen Niederrheinischen Bucht ausdehnen. Die Grenzen der Reichweite bergbaubedingter Sumpfung sind in Abbildung 5 dargestellt.

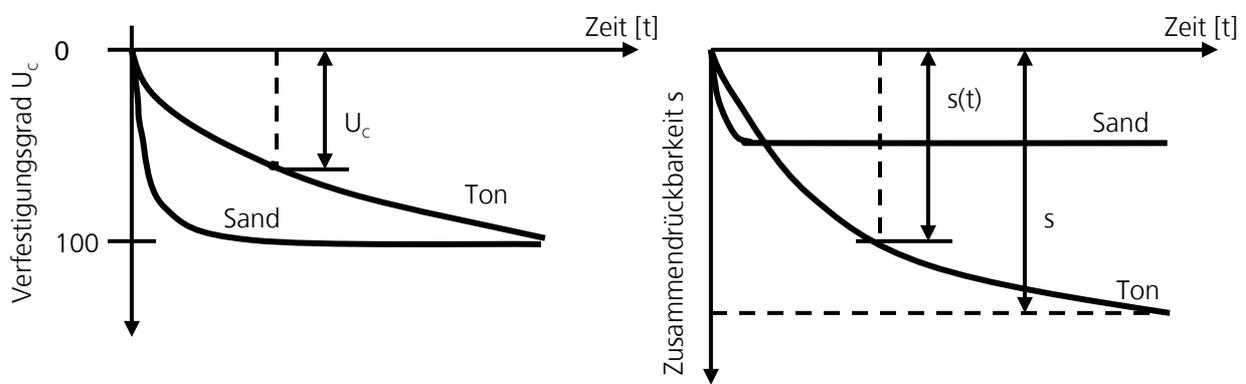


Abbildung 8: Konsolidationskurve von Ton und Sand, Quelle: UNIVERSITÄT ESSEN [93]. Links ist der Verfestigungsgrad von Ton gegenüber Sand dargestellt. Dabei fällt auf, dass Sand den Verfestigungsgrad von 100 % wesentlich schneller erreicht als Ton. Rechts zeigt die Kurve der Zusammendrückbarkeit von Ton eine langsamere Reaktion auf Druck als Sand, allerdings ist auch die maximale Kompaktion von Ton mehr als doppelt so groß als die von sandigen Lockersedimenten.

Die Grundwasserabsenkung verläuft in den einzelnen Grundwasserstockwerken unterschiedlich. Die Ausdehnung der Grundwasserabsenkung entwickelt sich in Abhängigkeit vom hydrogeologischen Aufbau des Untergrundes. Die bestimmenden Faktoren sind hierbei die Mächtigkeit und die Durchlässigkeit der Grundwasserleiter sowie der Verbreitung der stockwerkstrennenden Tonschichten und die hydraulische Wirkung der geologischen Verwerfungen [22]. In den tieferen, gespannten Grundwasserstockwerken reichen die Einflüsse der Braunkohlesümpfung im Allgemeinen weiter als im oberflächennahen Stockwerk, dem die direkte Grundwasserneubildung zugute kommt. Da sich die Sumpfung nicht auf die Abbaufäche begrenzen lässt, breitet sich die Absenkung parabelförmig von den Brunnen nach allen Seiten aus und geht in eine Druckentspannung über. Die durch die Grundwasserabsenkung beeinflussten relevanten Grundwasserstockwerke umfassen eine Fläche von rund 3100 km² [81].

Wegen der Verlagerung der Abbau- und Sumpfungsschwerpunkte nach NW in der südlichen Niederrheinischen Bucht und in der Kölner Scholle erholen sich die Grundwasserstände in den alten Tagebaugebieten allmählich wieder. Die weitreichenden Auswirkungen der Sumpfungsmaßnahmen für die jüngeren Tieftagebaue werden sich aber auch weiterhin als oberflächige Absenkung bemerkbar machen [38].

2.5. Tektonische Faktoren

Auch tektonische Prozesse im Untergrund können große Absenkungen an der Erdoberfläche verursachen. Wie signifikant diese Prozesse sind zeigen u.a. viele interferometrische Studien über seismisch bedingte Verschiebungen der Oberfläche an tektonischen Störungen [16], [18]. Deformationen, die mit tektonischen Störungen im Zusammenhang stehen, betreffen ein ganzes Gebiet oder verlaufen diskontinuierlich über die Verwerfung. Ob diese Verwerfungen durch Porendruckänderungen, durch unterschiedliche Kompaktion auf beiden Seiten der Verwerfung oder durch eine Überlagerung beider Effekte aktiviert wurden, soll später ausführlicher betrachtet werden. Im Arbeitsgebiet werden geringe rezente tektonische Bewegungen entlang altangelegter Schwächezonen erwartet [51].

2.6. Tektonik im Arbeitsgebiet

Die Niederrheinische Bucht ist ein junges tektonisches Senkungsgebiet, das keilförmig nach Süden in das Rheinische Schiefergebirge hineingreift. Sie wird durch NW-SE streichende Verwerfungen in verschiedene tektonische Baueinheiten untergliedert [51].

Durch Extensionsbewegungen sind die Bruchschollen neben einer allgemeinen Schrägstellung des gesamten Schollenmosaiks gegen NW zusätzlich in nordöstlicher Richtung verkippt. Das nordwestliche Großgefälle und die gleichzeitige Verkipfung der Einzelschollen gegen NE wirkt sich in Unterschieden der Mächtigkeit und Fazies des Oberoligozän bis Pliozäns aus. Die größten Mächtigkeiten sind jeweils an den östlichen Randverwerfungen der einzelnen Schollen zu finden [51]. Seit dem Eozän kam es entlang der großen NW-SE streichenden Störungen des Niederrheins auch zu Horizontalverschiebungen [99]. Das Pliozän zeichnet sich durch gesteigerte tektonische Aktivitäten aus. Vertikalbewegungen und Horizontalverschiebungen treten nebeneinander auf [51]. Die großen Störungen werden von einer Vielzahl weiterer Verwerfungen begleitet, die die Hauptschollen in schmale Teilschollen gliedern [81].

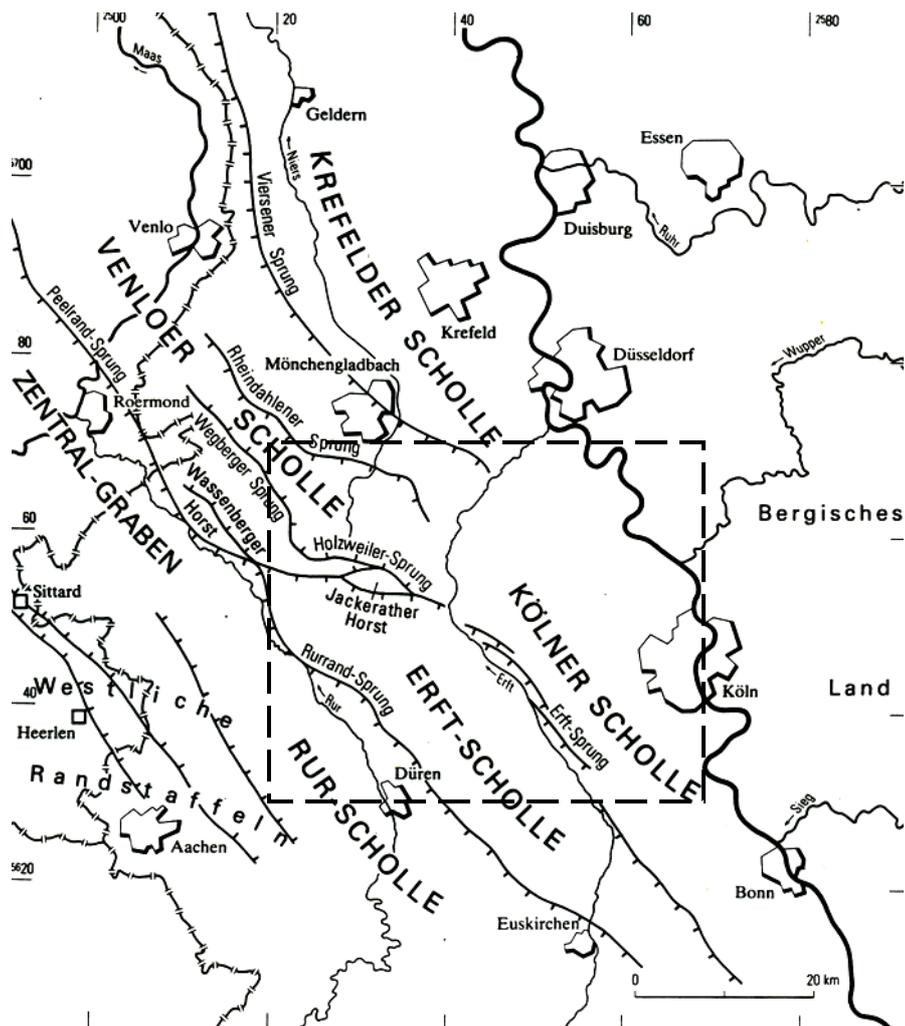


Abbildung 9: Tektonik im Arbeitsgebiet (gestrichelter Rahmen), Quelle: KLOSTERMANN ET AL. [51] Skizze der Hauptverwerfungen mit den wichtigsten Schollen.

Die **Rur-Scholle** stellt den südöstlichen Ausläufer des Niederländischen Zentralgrabens dar. Sie sinkt im Südosten an den NW-SE streichenden und nach NE einfallenden Abschiebungen stufenweise gegenüber dem Grundgebirge der Nordeifel ab. Die Nordostbegrenzung der Rur-Scholle stellt die Rurand-Verwerfung dar. An dieser ist die **Erft-Scholle** antithetisch herausgehoben. Die wie die Rur-Scholle nach Osten stark eingekippte Erft-Scholle ist ihrerseits nach NE durch die bedeutende Störungszone des Erft-Sprungsystems gegenüber der wieder höher gelegenen **Kölner Scholle** abgegrenzt. Das Tertiär der Kölner Scholle ist im Gegensatz zur Rur- und Erft-Scholle durch fast flache Schichtlagerung und nur durch mäßige Absenkung und damit auch geringere tertiäre Schichtmächtigkeit charakterisiert [99].

Die tektonischen Bewegungen in der südlichen Niederrheinischen Bucht setzen sich bis in heutige Zeiten fort. QUITZOW & VAHLENSIECK [71] stellten durch wiederholte Nivellements eine Absenkung am Erftsprung-System vor den bergbaulichen Sumpfungmaßnahmen (1955) mit 1 mm/Jahr fest. KLOSTERMANN ET AL. [51] fanden mit Deformationsanalysen der letzten 30 Jahre rezente tektonische

Absenkungen altangelegter Schwächezonen außerhalb des durch Grundwasserentnahme beeinflussten Gebietes von bis zu 2,5 mm/Jahr. Auch die Hypozentren von kleineren Erdstößen im westlichen Teil der Niederrheinischen Bucht sind deutlich an die aktiven Störungslinien gebunden. Dies zeigen die Erdbeben von Roermond (östlicher Rurrand) von 1992 mit einer Magnitude der nach oben offenen Gutenberg-Richter-Skala von 5,9, das leichte Erdbeben in Meckenheim (Rhein-Sieg-Kreis) am 20. Januar 2000 mit einer Magnitude von 3,7 und das Beben vom 03. Mai 2000 in Buir mit 2,0 (Abbildung 10). Im Wesentlichen werden die Absenkungen im Gebiet der Niederrheinischen Bucht durch aseismische Kriechbewegungen bestimmt. Nach AHORNER [2] wird der größte Teil der Spannungen in der Niederrheinischen Bucht durch geodätische Kriechbewegungen und nur 10 % der Spannung durch Erdbeben abgebaut. Während sich die Niederrheinische Bucht absenkt, hebt sich die Rheinische Masse auch heute noch mit einer mittleren Hebungsrate von 0,06 mm/Jahr [36].

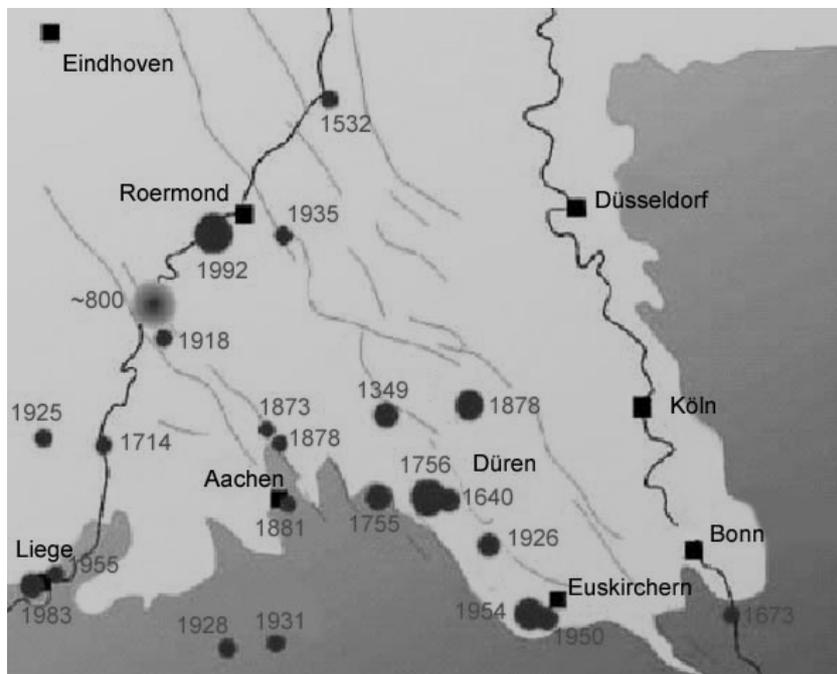


Abbildung 10: Historische Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht, Quelle: Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln. Die Größe der Kreise deutet die Magnitude der Beben an. Die nebenstehenden Jahreszahlen zeigen jüngere Beben in der südlichen Niederrheinischen Bucht sowie im zentralen Bereich der Niederrheinischen Bucht auf Niederländischem Gebiet.

3. Fernerkundung mit Radarinterferometrie

3.2. Aufnahmesysteme und physikalische Grundlagen

3.2.1. Radar mit synthetischer Apertur

Alle Radaraufnahmen, die für diese Dissertation genutzt wurden, stammen von den beiden European Remote Sensing Satellites (ERS-1 und ERS-2) des gleichnamigen Programms der Europäischen Raumfahrtagentur (ESA).

Parameter des Radar Systems	Wert
Frequenz (f_0)	5,3 GHz (C-Band)
Wellenlänge (λ)	56,666 m
Pulswellenform	linear chirp
Pulsbandbreite	15,55 MHz
Bildgeometrie	
Orbit	polar
Orbithöhe	790 km
Orbit-Wiederholungs- zyklus	35 Tage
Blickwinkel (θ)	21° -(23°)- 26°
Aufnahmestreifen	100 km
Daten	
Auflösung entlang der Flugbahn (ζ_{az})	5 m
Auflösung in Blickrichtung (ζ_{rg})	25 m
Größe der einzelnen Szenen	100x 100 km

Tabelle 2: Wichtige System Parameter der ERS Satelliten

Die baugleichen Satelliten sind mit einem Radarsensor mit sog. synthetischer Apertur (SAR) ausgestattet. Bei einer synthetischen Apertur wird die Antennenlänge „künstlich“ vergrößert, um damit eine bessere räumliche Auflösung in Flugrichtung des Satelliten zu erreichen. Zur Abbildung der Erdoberfläche werden dabei kurze Radarpulse auf die Erde gesandt. Der von der Erdoberfläche reflektierte Puls wird von der Antenne wieder empfangen und aufgezeichnet. Aufgrund des Aus-

sendens und Empfangen des Radarsignals wird diese Form des SAR auch als „aktives“ Instrument bezeichnet. So ist es mit dem Radar im Gegensatz zu optischen („passiven“) Sensoren möglich, auch nachts oder bei Bewölkung, Bilder der Erdoberfläche zu erstellen. Das SAR nimmt die *Laufzeit*, *Phase* und *Intensität* des gesendeten und von der Erdoberfläche wieder reflektierten Signals auf. Die Laufzeit des Signals ist proportional zur Entfernung der verschiedenen Rückstreuer vom Sensor.

Das satellitengetragene Radar mit synthetischer Apertur tastet entsprechend Abbildung 11 die Erdoberfläche ab.

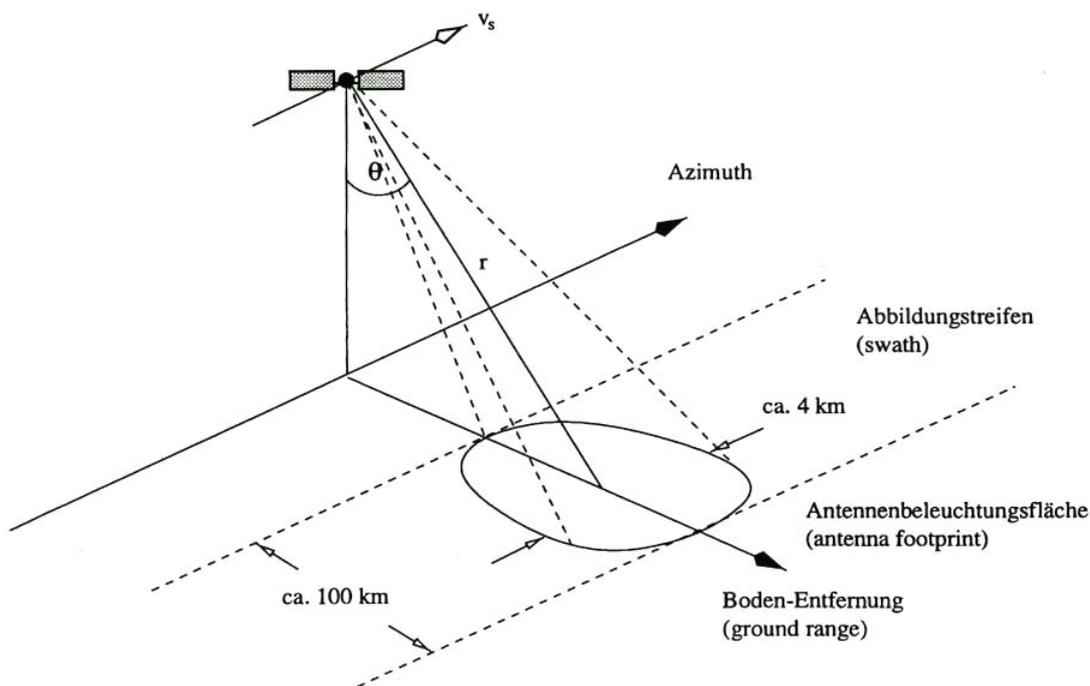


Abbildung 11: Aufnahme der Erdoberfläche mit den ERS Satelliten, Quelle: J. VIETMEYER [96]. Der Satellit bewegt sich in Azimuth-Richtung und sendet senkrecht dazu (in Range, r) das Radarsignal aus. Dabei erfasst der Sensor eine Fläche von 4×100 km mit einer Schrägsicht (θ) von 23° .

Während sich der Sensor entlang seiner Umlaufbahn bewegt, sendet er eine Pulsfolge von Mikrowellensignalen aus. Die Wellenlängen der Signale können dabei von einigen Zentimetern bis zu Metern variieren. In der Radarfernerkundung werden Wellenlängen im X-Band (3 cm), C-Band (5,6 cm) und L-Band (23,5 cm) eingesetzt, wobei die ERS Satelliten im C-Band operieren. Die Aufnahme der Erdoberfläche erfolgt seitlich der Flugbahn. Dabei hat der Sensor der ERS Satelliten eine Schrägsicht von 23° zur Senkrechten.

Neben den europäischen ERS Satelliten gibt es auch amerikanische (*Seasat*), kanadische (*RADAR-SAT*) und japanische (*JERS-1*) Satelliten, die interferometrische Aufnahmen ermöglichen. Im Fol-

genden soll eine kurze chronologische Übersicht über die SAR-Satelliten gegeben werden (siehe dazu auch Tabelle 3).

Seasat (1978) war der erste Satellit mit einer synthetischen Apertur, der zu ozeanographischen Studien konzipiert wurde. Mit Hilfe des Seasat konnten sowohl geologische als auch Ozeantopographische Informationen gewonnen werden. Es folgten einige Space Shuttle Missionen mit SAR Systemen (das Shuttle Imaging Radar *SIR-A* und *SIR-B*). Der russische *Cosmos-1870* war der erste Satellit im S-Band Frequenzbereich und wurde 1987 gestartet. Die oben bereits erwähnten *ERS-1* und *-2* Satelliten waren die ersten europäischen Satelliten, die auf Radarinterferometrie ausgerichtet waren. *ERS-1* (1991) wurde primär zu Beobachtungen der Polarmeere und Eises eingesetzt. Nach dem Start des *ERS-2* (1995) wurden sogenannte „Tandemaufnahmen“ der beiden Satelliten möglich, d.h. Aufnahmen im Abstand von 24 h. Ab 1996 diente der *ERS-2* als „backup“-Satellit und wurde nur noch zu bestimmten Gelegenheiten wie dem Oder-Hochwasser (1997) wieder aktiviert. Ebenso wie die beiden *ERS* Satelliten umkreiste ab 1992 der japanische *JERS* Satellit auf polaren, sonnensynchronen Umlaufbahnen die Erde. Konzipiert wurde der Satellit zur Fernerkundung von Landoberflächen. Die Radarbeobachtungen mit dem Space Shuttle wurden 1994 mit dem *SIR-C/X-SAR* fortgesetzt. Zum erstem Mal wurde mit 3 Frequenzbereichen gearbeitet, dem L-, C- und X-Band. Die Kombination der unterschiedlichen Frequenzen erweiterte und verbesserte die Interpretation der Daten wesentlich [55]. 1995 wurde der kanadische *Radarsat* (1995) speziell für die Beobachtung der arktischen Eisbedeckung in den Orbit gebracht. Ein Jahr später wurde die Erde mit der Shuttle Radar Topography Mission (*SRTM* 1996) im C- und X-Band Frequenzbereich flächenhaft kartiert. Mit dem *Envisat ASAR* Sensor (2002) setzte die European Space Agency die Reihe europäischer Interferometrie-Sensoren im All fort. Mit seinen verschiedenen Fernerkundungsinstrumenten kann *Envisat* Land, Ozean, Atmosphäre und Eiskappen beobachten. Damit hat der Satellit mit seiner Vielfältigkeit eine Schlüsselfunktion in der europäischen Erdbeobachtung inne. Mit dem *TerraSAR-X* Satelliten (voraussichtlich 2006) soll die Entwicklung zu höher auflösenden Radarsatelliten zur Erdbeobachtung fortgesetzt werden.

Mission	Jahr	ΔT [Tagen]	Frequenzband
Seasat	1978	3	L-Band
SIR-B	1984	-	L-Band
ERS-1	1991	35	C-Band
ERS-2	1995	35	C-Band
JERS-1	1992	44	L-Band
SIR-C/X-SAR	1994	1	L-, C- und X-Band
Radarsat	1995	24	C-band
SRTM	2000	0	C- und X-Band
ENVISAT	2002	35	C-Band
TerraSAR	2006	1-11	L- und X-Band

Tabelle 3: Auflistung der Satelliten SAR Missionen mit Startdatum des Satelliten, Wiederholungszyklus und Frequenzband der Sensoren.

3.2.2. SAR Interferometrie

Im Gegensatz zum SAR, dessen Rückstreuecho eine Mehrdeutigkeit besitzt, was eine genaue Positionsbestimmung des Objektes unmöglich macht (Abbildung 12), nutzt das interferometrische SAR zwei räumlich voneinander getrennte Antennen für eine dreidimensionale Erfassung des Zielobjektes.

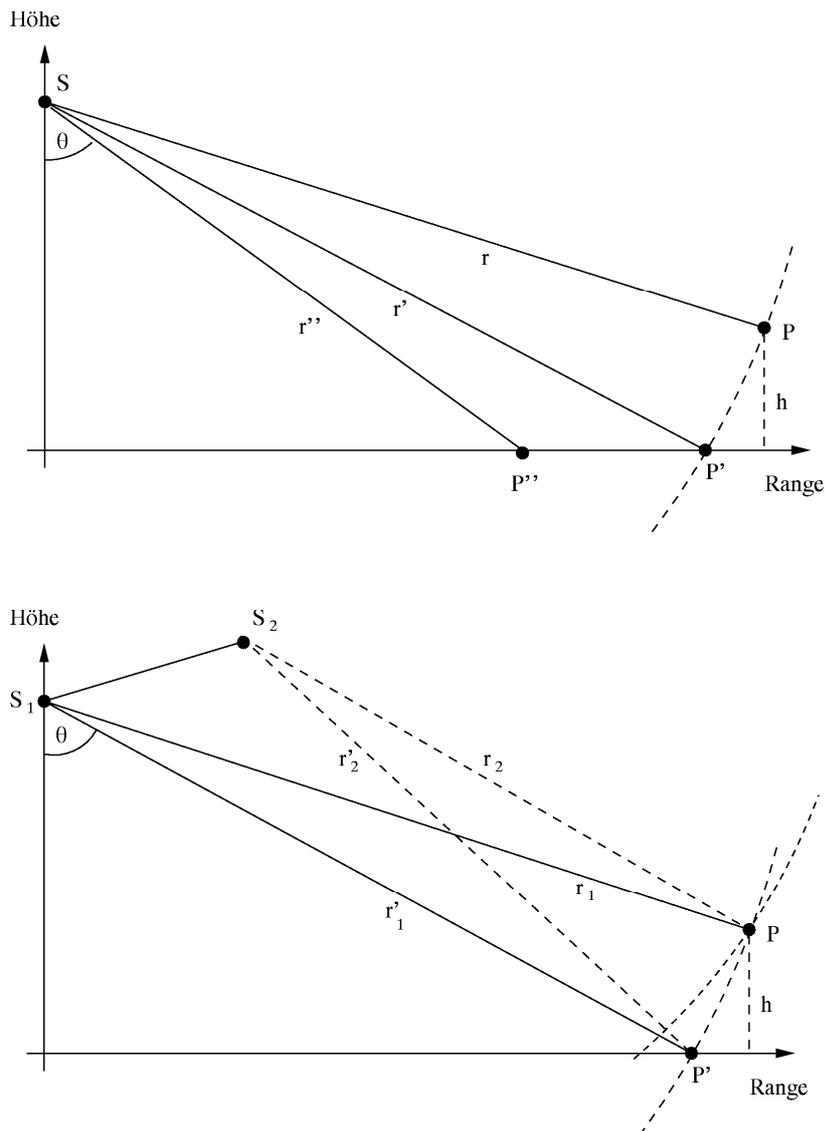


Abbildung 12: Aufnahmeprinzip des SAR, Quelle: VIETMEYER [96]. In der linken Graphik ist die Aufnahme mit einem konventionellen SAR System dargestellt. Das Signal besitzt eine Mehrdeutigkeit, so dass die Position des Punktes P nicht genau bestimmt werden kann (P , P' , P''). In der rechten Abbildung ist das Prinzip des interferometrischen SAR dargestellt. Auf Grund zweier getrennter Antennen (S_1 und S_2) kann die Position des Punktes P genau bestimmt werden.

Da unterschiedliche Aufnahmepositionen S_1 und S_2 (Abbildung 12) und damit im Allgemeinen auch unterschiedliche Entfernungen r_1 und r_2 zum Objekt vorliegen, lässt sich das Objekt an dem Schnittpunkt der beiden Kreisbögen K_1 und K_2 lokalisieren. Allerdings sind die Weglängenmessungen über die Laufzeitunterschiede der Rückstreuechos für die Bestimmung von Δr nicht genau genug, weshalb man sich die Phase der monochromatischen elektromagnetischen Radarwellen zunutze macht. Hierbei verhält sich die Phase, φ , bei einer gegebenen Wellenlänge, λ , proportional zur zurückgelegten Weglänge $2r$.

$$\Psi = \frac{2\pi \cdot 2r}{\lambda + \Psi_0} \quad [1]$$

Aus der Phasendifferenz $\Delta\varphi$ zweier Aufnahmepositionen ergibt sich die interferometrische Phase, Φ :

$$\Phi = \frac{2 \cdot (r_2 - r_1) \cdot 2\pi}{\lambda + \Psi_0} \quad [2]$$

Die Entfernungskomponente zwischen den beiden Sensoren, die senkrecht zur Blickrichtung gemessen wird, nennt man senkrechte oder *effektive Basislinie* (B_{\perp}). Bei großen Basislinien ändert sich allerdings aufgrund der unterschiedlichen Blickwinkel auch der Rückstreukoeffizient desselben Objektes. Dies kann zu Bilddekorrelationen führen, die auch die Entfernungsdifferenzmessungen negativ beeinflussen (siehe Kap. 3.2.2). Bei der kritischen Basislinie ($B_{\perp} > 1100\text{m}$) kommt es zur völligen Dekorrelation der Aufnahmen.

Interferometrische Phase und Amplitude

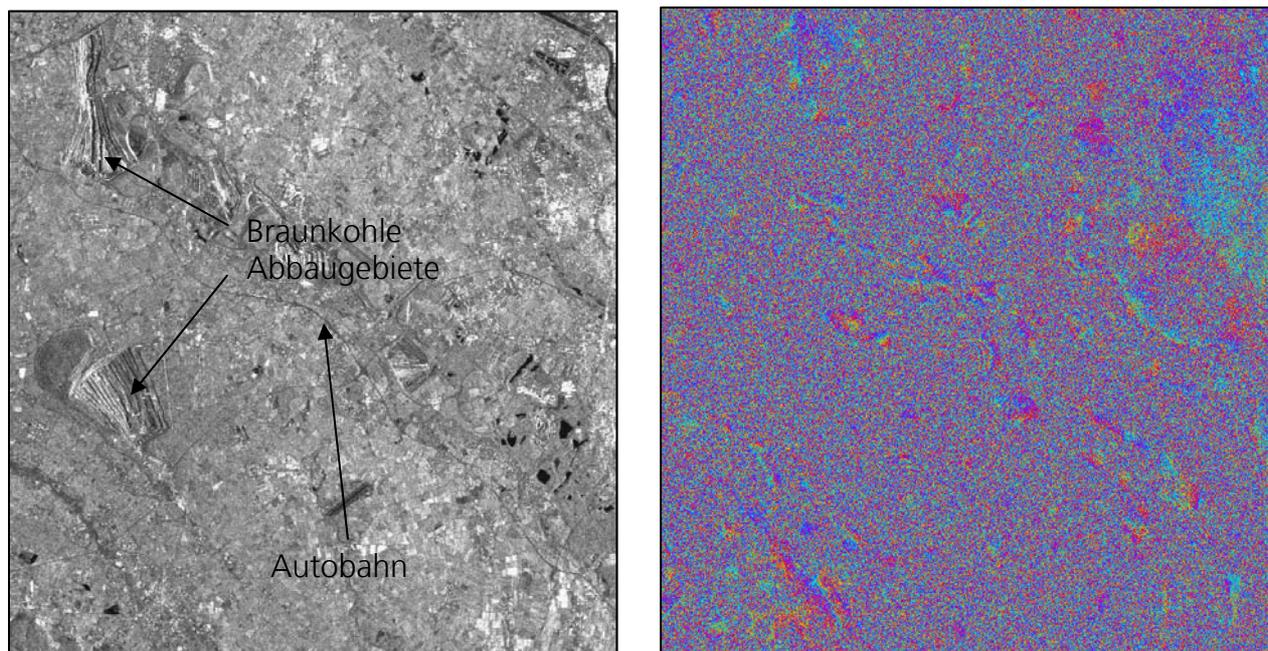


Abbildung 13: Amplitudenbild (links) und Phasenbild (rechts). Im Amplitudenbild lassen sich Strukturen wie die Braunkohle-Abbauggebiete oder Autobahnen erkennen.

In den Daten eines SAR-Bildes, d.h. den empfangenen Rückstreuerechos des Radarsensors, wird das Signal komplex gemessen und in einer komplexen Zahl gespeichert, aus der sich die Amplitude und die Phase (Abbildung 13) ableiten lassen.

Die Gleichung für die komplexe Zahl lautet:

$$c_K = A \cdot e^{i\varphi} \quad [3]$$

mit der Amplitude (A) und der interferometrischen Phase (φ).

Die komplexe Zahl kann man sich als einen zweidimensionalen Vektor vorstellen, dessen x-Komponente im Realteil (Re) und y-Komponente im Imaginärteil (Im) betrachtet werden können.

Die Amplitude des Signals ist der Betrag dieses Vektors und errechnet sich aus der Wurzel der Summe der Quadrate der x- und y-Komponente:

$$|c_K| = \sqrt{\text{Im}(c_K)^2 + \text{Re}(c_K)^2} \quad [4]$$

Hierbei ist die Amplitude signifikant mit den Rückstreuereigenschaften eines Objektes verknüpft. Der Erwartungswert einer Amplitude ist proportional zum Rückstreuungskoeffizienten [82].

Die Phase ist der Winkel zwischen der reellen (x-)Achse und c_K . Sie wird aus $\text{Re}(c_K)$ und $\text{Im}(c_K)$ errechnet:

$$\Psi = \arctan \left[\frac{\text{Im}(c_K)}{\text{Re}(c_K)} \right] \quad [5]$$

Die Phase ist für die interferometrische Datenverarbeitung von Bedeutung, da dort die Differenzen zweier Phasenmessungen betrachtet werden.

Differentielle SAR-Interferometrie

Bei der interferometrischen Datenverarbeitung entspricht die Phasendifferenzmessung einer Bestimmung der optischen Weglängendifferenz. Ausgangspunkt für ein Phasendifferenzbild, das sogenannte Interferogramm, bilden also zwei Aufnahmen desselben Gebietes. Die Berechnung der Phasendifferenzen erfolgt dabei durch pixelweise Multiplikation des komplexen Bildes u_1 mit dem

konjugierten komplexen Bild u_2 [82]. Aus dem Produkt dieser beiden Bilder entsteht dann ein komplexes Ergebnisbild u_{int} , dessen Phase die Phasendifferenz aus den beiden Aufnahmen darstellt.

$$[6] \quad u_{\text{int}} = u_1 e^{j\Phi_1} \cdot u_2 e^{-j\Phi_2}$$

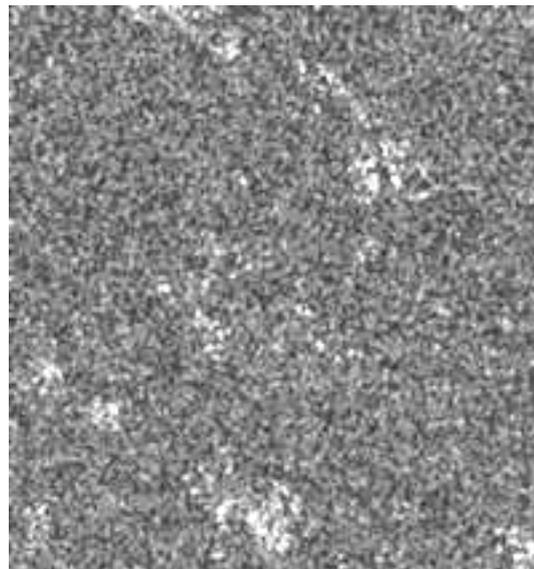
Die Bestimmung der Phasenwerte für jeden Bildpunkt erfolgt mittels der arctan-Funktion, wobei die Funktion wegen der komplexen Quadratbeziehung Werte von $-\pi$ bis π annehmen kann. Infolge dieses Wertebereiches ist die interferometrische Phase Modulo 2π messbar [34].

Vernachlässigt man zunächst das Phasenrauschen, führen die Phasendiskontinuitäten, an denen der Sprung von 2π auf 0 oder umgekehrt erfolgt, zu Interferenzstreifen, den sogenannten Fringes, die üblicherweise farbcodiert in den Interferogrammen dargestellt werden. Fringes sind Linien gleicher Phasenwerte. Der Abstand zwischen zwei Fringe Linien ist gleich der Phasendifferenz von 2π , die einer Schrägentfernungsdifferenz von einer halben Wellenlänge entspricht.

Kohärenz

Abbildung 14: Kohärenzbild eines Interferogramms.

Die Kohärenzwerte liegen zwischen 0 (schwarz) und 1 (weiss). Der durchschnittliche Wert im Bild ist $< 0,5$, allerdings gibt es kleine Cluster höherer Kohärenz mit großen Werten, die über das gesamte Gebiet verteilt sind.



Wie bereits angedeutet, muss eine feste Phasenbeziehung zwischen zwei Aufnahmen bestehen, um mit Hilfe der Interferometrie Phasendifferenzen betrachten zu können. Die Kohärenz interferometrischer Phaseninformation kann durch verschiedene Effekte beeinträchtigt werden, was zu erhöhtem Phasenrauschen bis hin zur vollständigen Dekorrelation führen kann.

An dieser Stelle werden nur die durch die Kohärenz verursachten statistischen Fehler in der Deformationsmessung infolge von z.B. geometrischen und zeitlichen Faktoren betrachtet. Die Einflüsse, die zu systematischen Fehlern führen, wie der Orbit Fehler und Atmosphärenfehler werden nach-

her gesondert betrachtet. Die lokalen Kohärenzunterschiede zweier Aufnahmen sind auf zeitliche Veränderungen der Rückstreuungseigenschaften der Objekte zurückzuführen. Folgende Komponenten nehmen Einfluss auf die Kohärenz:

$$\gamma_{gesamt} = \gamma_{geom} + \gamma_{DC} + \gamma_{vol} + \gamma_{therm} + \gamma_{temp} + \gamma_{prozess} \quad [7]$$

Basislinien oder geometrische (Oberflächen) Dekorrelation (γ_{geom}) durch den unterschiedlichen Einfallswinkel zwischen zwei Aufnahmen.

Doppler Centroid (Oberflächen) Dekorrelation (γ_{DC}), auf Grund von Differenzen der Doppler Centroide zwischen zwei Aufnahmen.¹ Die Doppler Centroid Frequenz variiert über den Abstand zum Sensor (Range). Diese Variation ist durch den etwas unterschiedlichen Einfallswinkel in Range, der Erdrotation und einem topographischen Faktor bedingt. Die Frequenz (γ_{DC}) ist wichtig für die Maximierung des Signal-Rausch-Verhältnisses [41].

Volumen Dekorrelation (γ_{vol}) infolge der Durchdringung der Radarwellen unterschiedlicher Medien (Wald, Wiese etc.)

Thermisches Phasenrauschen (γ_{therm}) **oder Systemrauschen**, das sich im Signal-Rausch-Verhältnis (SNR) des Radarsensors äußert. Verursacht wird dieser Einfluss durch die Charakteristika des Systems und beinhaltet Verstärkungsfaktoren und Antenneneigenschaften.

Zeitliche Gelände Dekorrelationen (γ_{temp}), die durch physikalische Veränderungen des Geländes verursacht werden und sich auf die Rückstreuungseigenschaften der Geländeoberfläche auswirken.

Fehler bei der Datenakquisition, -prozessierung und -weiterverarbeitung (z.B. mit einem Geographischen Informations System) ($\gamma_{prozess}$).

Diese Einflüsse können sich multiplizieren und in einer gesamt Korrelation oder Kohärenz resultieren [41].

Die Einflüsse, die zu systematischen Fehlern führen, können letztendlich auch als (störende) Phasensignale betrachtet werden. Mit geeigneten Filtern besteht die Möglichkeit diese Störeffekte zu eliminieren. Folgende systematische Fehlerquellen können auftreten:

Orbit: ist abhängig von der Genauigkeit der Orbitinformationen. Da die Satellitenaufnahme eine relative Messung zwischen Satellit und Erdoberfläche ist, muss, um die genaue geographische Posi-

¹ Der Doppler Effekt aufgrund der Satellitengeschwindigkeit gegenüber der Erdrotationsgeschwindigkeit verursacht eine Frequenzverschiebung in den empfangenen Daten. Die Doppler Centroid Frequenz (γ_{DC}) ist die Zentrumsfrequenz der Passage der Punktstreuer während des Sendens der Antenne.

tion der Satellitenaufnahme feststellen zu können, die exakte Distanz Erde-Satellit bekannt sein. Der Orbit wird im sogenannten „state vector“ angegeben und die relative Position der Satelliten zu beiden Aufnahmezeitpunkten wird in der interferometrischen Basislinie berechnet. In den Berechnungen wird ein gemittelter Wert für die Basislinie angenommen. Eine ungenaue Schätzung der interferometrischen Basislinie wirkt sich auf den residuellen Phasenanteil von der Erdkrümmung und der Topographie aus. Das Rückstreuecho ist die Summe der von verschiedenen Stellen in einer Auflösungszelle reflektierten Signale. Dieses Verhältnis ändert sich leicht bei leicht verändertem Blickwinkel der Sensoren und wirkt sich in Verminderung der Korrelation zwischen zwei Aufnahmen aus. Das topographische Phasensignal ist nach Abzug des Referenzellipsoids direkt proportional zur Geländehöhe und der senkrechten Basislinie (in Abhängigkeit von dem Hangneigungswinkel). Bei einer vollständigen räumlichen Dekorrelation ($= 0$) ist die kritische Basislinie erreicht. Diese Aufnahmegeometrie-bedingte Dekorrelation kann sehr groß werden bis hin zur Unbrauchbarkeit des Bildpaares, da keine Phaseninformationen mehr aus diesem ermittelt werden kann. Deshalb kann oft nur ein Teil der zur Verfügung stehenden Szenen genutzt werden. Hierin liegt ein wesentlicher beschränkender Faktor der SAR-Interferometrie.

Zeitliche Dekorrelation: Ändern sich die Reflexionseigenschaften der Erdoberfläche zwischen zwei Radaraufnahmen, beispielsweise durch veränderte Vegetation, Schnee, Regen, Erosion, landwirtschaftliche Arbeiten oder Bauarbeiten, führt dies zu einer zeitlichen Dekorrelation innerhalb kürzester Zeit (für Zeitintervalle, die größer als 1 h sind, wird es in einigen Fällen schon schwierig, die beobachteten Strukturen mit den SAR Bildern zu korrelieren [40]). Die wenigsten Änderungen in diesem Bereich sind in urbanen oder ariden Gebieten zu erwarten, da es dort u.a. weniger sich verändernde Vegetationsflächen gibt.

Digitales Höhenmodell (DEM): Wird, wie in dieser Arbeit, ein digitales Höhenmodell (DEM) verwendet, so wird jeder Höhenfehler aus dem DEM als Phasenfehler im topographischen Phasenanteil abgebildet. Die Empfindlichkeit dieses Phasenfehlers auf die DEM Höhe ist proportional zur senkrechten Basislinie [105]. Darüber hinaus ergibt sich ein Höhenfehler bei der Interpolation von DEMs mit geringerer Auflösung. Ein Höhenfehler kann ebenso im Stadtbereich entstehen, dadurch dass ein DEM die Höhe der Erdoberfläche wiedergibt. Das Radarreflexionsniveau geht aber meist nicht von der Erdoberfläche aus, sondern von Hausdächern, hoher Vegetation und ähnlichem.

Atmosphäre: Der oft erwähnte Vorteil der Radarfernerkundung auch bei Bewölkung Aufnahmen machen zu können, ist dennoch vom Wassergehalt in der Atmosphäre abhängig. Räumliche oder zeitliche Änderungen dieses Brechungsindizes verändern ebenfalls die Ausbreitungsgeschwindigkeit von elektromagnetischen Wellen, wodurch wiederum die Reflektionszeit des ausgesendeten Radarsignals beeinflusst wird. (Für weitere Informationen siehe R. F. HANSSEN [41]). Der Atmosphärenfehler kann ohne die Kenntnis der komplexen meteorologischen Verhältnisse zum Zeitpunkt der Satellitenaufnahme nicht vollständig herausgerechnet werden. Eine grobe Abschätzung des Fehlers ist durch Vergleich desselben Gebietes mehrerer unabhängiger Interferogramme möglich. Nach HANSSEN ET AL. [40] können turbulente meteorologische Verhältnisse als zeitlich unkorreliert über eine Zeitspanne ab einer Stunde schon angenommen werden. Deshalb ist es wahrscheinlich, dass Phasenanteile, die in einzelnen Interferogrammen, die eine Szene teilen,

vorkommen, durch atmosphärische Bedingungen hervorgerufen wurden. Trifft man nicht genau auf eine Konvektionszelle ist der Einfluss der Atmosphäre auf die Phase allerdings sehr gering oder, zumindest bei kleinen Objekten, auf das ganze Bild verteilt, wodurch ein korrigierbarer Offset entsteht.

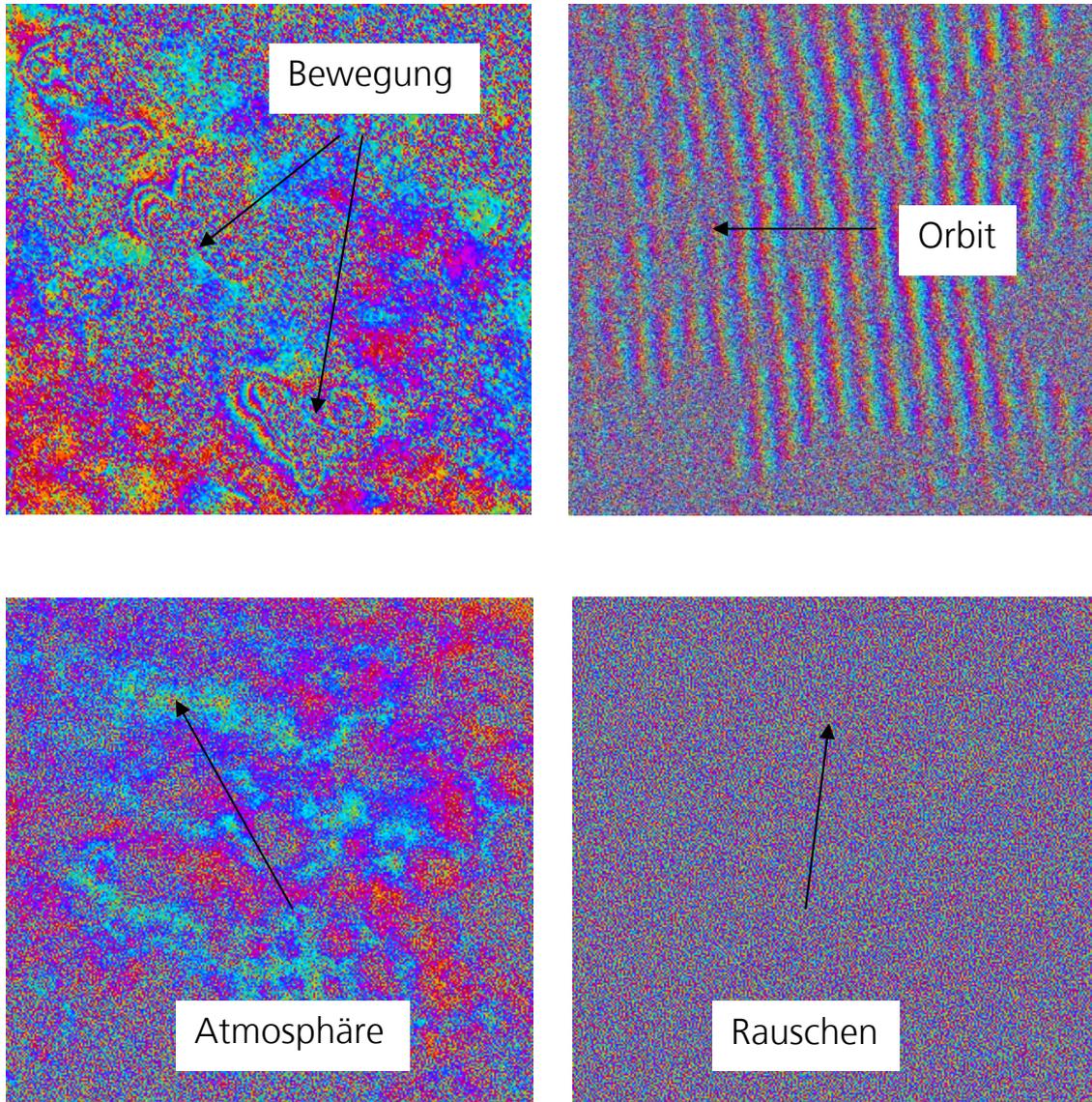


Abbildung 15: Einflüsse und Auswirkungen auf die interferometrische Phase. Die verschiedenen Einflüsse auf die Interferogramme durch Orbit, Atmosphäre, Bewegung und Rauschen spiegeln sich als unterschiedliche Effekte in den Interferogrammen wieder. So führen die Einflüsse von Orbitfehlern in den Interferogrammen zu Dekorrelationen bis hin zur Unbrauchbarkeit der Aufnahmen. Ein Orbitfehler spiegelt sich im Interferogramm als lineare Phasenrampe wieder. Atmosphären-bedingte Effekte spiegeln sich ebenfalls als Störeinflüsse in den Interferogrammen wieder, sind aber ab einer Stunde schon zeitlich unkorreliert, so dass man diese Einflüsse durch Vergleich mehrerer Interferogramme berechnen und eliminieren kann. Bewegungen sind an sich in verschiedenen Interferogrammen an gleicher Stelle wiederholenden Fringes zu erkennen. Dabei nimmt mit zunehmenden Zeitintervallen in den differentiellen Interferogrammen auch die Zahl der Fringelinien zu. Einflüsse durch Systemrauschen wirken sich auf die Interferogramme als statistische Fehler aus und beeinträchtigen die Kohärenz.

Erstellen eines differentiellen Interferogramms

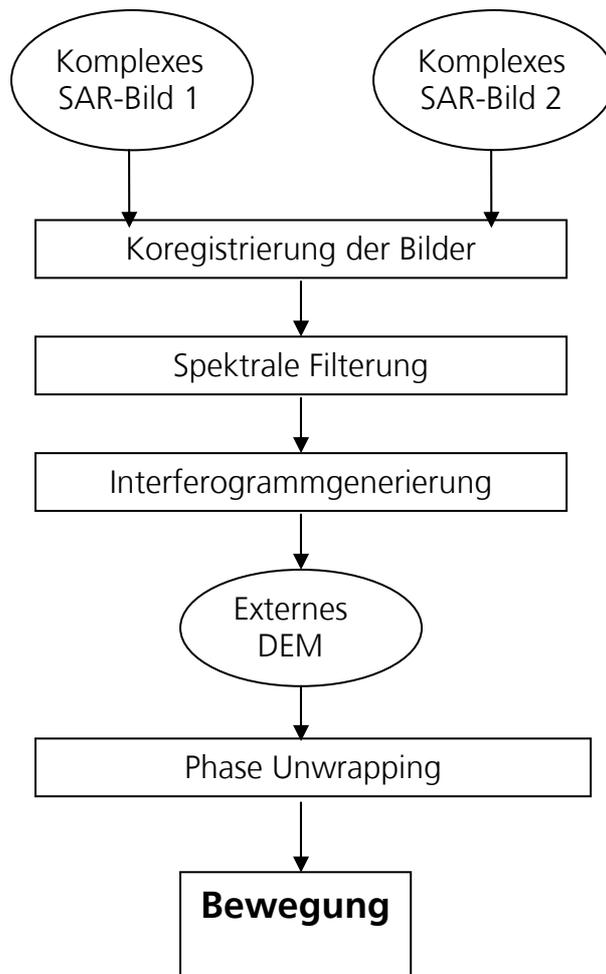


Abbildung 16: Prozessschritte bei der Erstellung eines Interferogramms, Quelle: O. LANG, DLR. Die Darstellung zeigt die verschiedenen Prozessschritte, die nötig sind, um aus zwei einzelnen SAR-Szenen über Koregistrierung und Filterung ein Interferogramm zu generieren. Zieht man von diesem Interferogramm darüber hinaus die Topographie (mit Hilfe eines DEMs) ab und löst die Phasenmehrdeutigkeit (phase unwrapping) auf, erhält man ein differentielles Interferogramm, in dem neben Störeinflüssen die Bewegung der Erdoberfläche enthalten ist.

Durch die unterschiedlichen Aufnahmepositionen zweier Szenen besitzt ein Bodenpunkt in den Aufnahmen nicht dieselben Bildkoordinaten. Um ein Interferogramm erstellen zu können, müssen beide Szenen koregistriert werden. Das Phasenrauschen, das beim Überlagern beider Aufnahmen durch Frequenzen verursacht wird, die nicht in beiden Bildausschnitten vorhanden sind, wird in verschiedenen Verfahren, so auch im vorliegenden Verfahren, durch eine spektrale Bandpassfilterung minimiert [70], [44], [82]. Hierbei wird das Datenpaar auf das gemeinsame Frequenzspektrum reduziert. Nach der anschließenden subpixel genauen Feinregistrierung kann die eigentliche Interferogrammgenerierung erfolgen. Man spricht dabei von dem sogenannten Multilook-

Verfahren, wobei benachbarte Pixelwerte des Interferogramms (das Einzelsignal ($c_{k_1}^*$) und das konjugiert komplexe Signal ($c_{k_2}^*$) multipliziert werden. Anschließend wird die Phase berechnet. Dadurch wird sowohl eine Verringerung der Datenmenge als auch eine Reduktion des unerwünschten Phasenrauschens im Interferogramm erreicht [82].

Darüber hinaus variiert aufgrund der Basislinie, die die beiden Sensoren trennt, das Rückstreusignal für jedes Bild von near to far range, d.h. vom Sensor weg. Dies resultiert in einer Überlagerungsfrequenz, welche deutlich in den Interferogrammen als Serie von Linien konstanter Phasenwerte mehr oder weniger parallel in Azimuth-Richtung verlaufend auftritt. Diesen Phasenanteil nennt man die sogenannte „flache Erde“, da die Frequenz enthalten ist, die auch vorkommen würde, wenn die Szene „flach“ wäre. Diesen durch die Aufnahmegeometrie der SAR-Sensoren bedingten Phasenanteil möchte man eliminieren (Abbildung 17). Hierbei wird unter Nutzung der Orbitinformationen durch iterative Lösung eines Gleichungssystems der Einfluss eines Referenzellipsoids auf das Interferogramm berechnet und abgezogen [34], [82]. Mehrdeutigkeit entsteht dadurch, dass die Phasenwerte im Intervall von $-\pi$ bis π gemessen werden. Mit einem gewichteten Least Square Verfahren² wird danach die Phasenmehrdeutigkeit durch das sogenannte „phase unwrapping“ aufgelöst, um die absolute Differenz der interferometrischen Phase zwischen den Positionen im Bild zu ermitteln. Im Interferogramm sind neben der topographiebedingten und bewegungsbedingten Phase auch der Atmosphären- und Rauschanteil der Phase enthalten (siehe folgende Gleichung).

$$\Psi = \Psi_{topo} + \Psi_{defo} + \Psi_{atmo} + \Psi_{noise} \quad [8]$$

mit Ψ_{Topo} dem Phasenanteil aufgrund der Betrachtung aus verschiedenen Blickwinkeln, Ψ_{Defo} dem Phasenbeitrag aus der potentiellen Bewegung der abgebildeten Oberfläche in Blickrichtung des Sensors, Ψ_{Atmo} dem Phasenanteil der optischen Weglängendifferenz durch Veränderungen in der Brechung entlang des Signalweges und Ψ_{Noise} dem Phasenrauschen.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass es sich bei den genannten Phasenanteilen um Näherungen handelt, die voneinander unabhängig sind (siehe dazu auch Kap. 5).

Um die Bewegungsphase (Ψ_{Defo}) aus den Interferogrammen zu extrahieren muss zuvor die topographiebedingte Phase (Ψ_{Topo}) vom Phasenbild abgezogen werden. Dies kann mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells geschehen [58]. Die so ermittelte Bewegung (Ψ_{Defo}) im differentiellen Interferogramm ist proportional zur Verschiebung der Erdoberfläche entlang der Blickrichtung des Sensors.

Zum Vergleich der Bewegungsbilder mit Bodendaten müssen die Bilder zum Schluss geokodiert werden. Durch die Geokodierung werden die Bilder entzerrt und in eine Kartenprojektion transformiert.

² Prinzip zur Konstruktion der bestmöglichen Regressionsgeraden. Bei der Gewichtung werden benachbarte Werte umso stärker gewichtet, je näher sie dem fehlenden Wert sind.

Für detailliertere Informationen sei auf HANSEN [41] und MASSONNET & FEIGL [60] verwiesen.

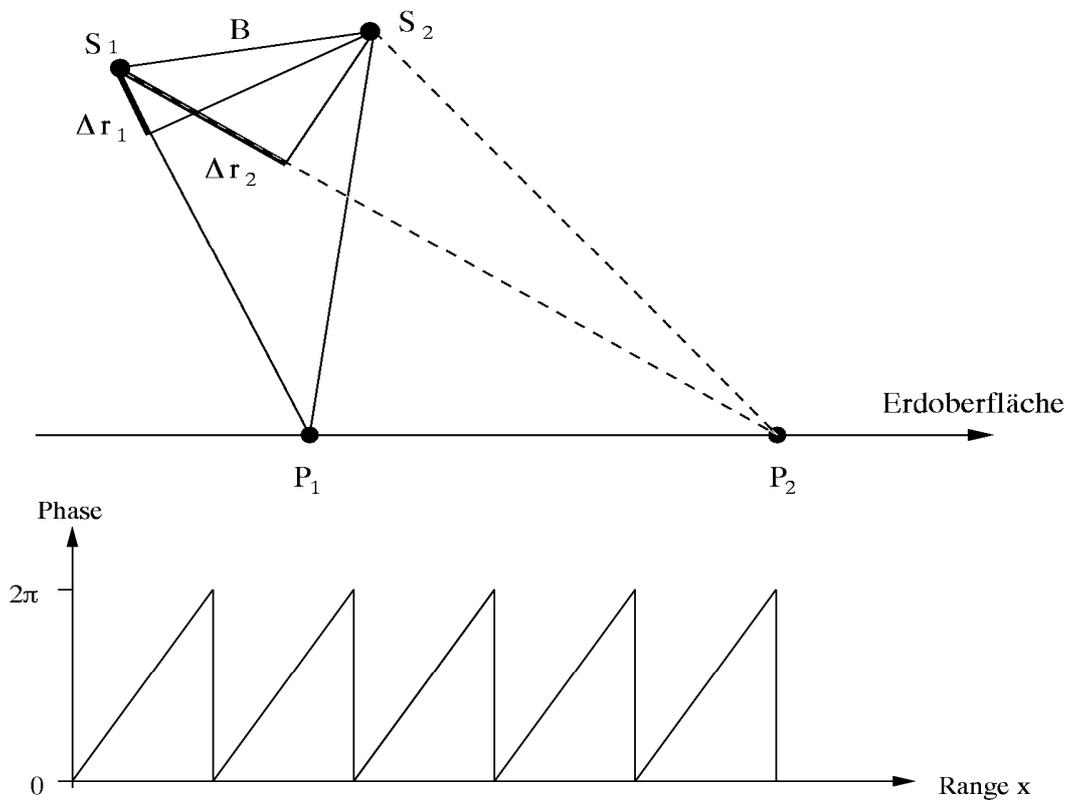


Abbildung 17: Das Phänomen der „flachen Erde“, Quelle: O. LANG, DLR, Durch die Aufnahmegeometrie der beiden Sensoren (S_1 und S_2) variiert das Rückstreusignal für jedes Interferogramm mit dem Abstand zum Sensor. Dies resultiert in einer Phasenrampe über das Interferogramm zwischen 0 und 2π . Dieses Phänomen bezeichnet man als sogenannte „flache Erde“, da dieses Signal auch in einer „flachen“ Szene enthalten sein würde. Mit dem sogenannten „phase unwrapping“ soll dieser Effekt eliminiert werden.

Mit Hilfe der differentiellen SAR Interferometrie (D-InSAR) können Bewegungen im Millimeterbereich detektiert werden [13]. Erschwert wird allerdings die Analyse mit D-InSAR sowohl durch die angesprochene geometrische (Orbitfehler) als auch durch die zeitliche (veränderte Reflexionseigenschaften durch Vegetation, Schnee, Regen etc.) Dekorrelation. Dadurch ist die Beobachtung von Bewegungen über längere Zeiträume meist sehr begrenzt. Durch Einfluss der Atmosphäre in den Interferogrammen wird die Trennung der Näherungen von bewegungsbedingten und atmosphärisch bedingten Phasenanteilen erschwert. Dass die atmosphärischen Einflüsse ein ernsthaftes Problem für die differentielle Interferometrie darstellen, zeigen die zahlreichen Untersuchungen hinsichtlich der Eliminierung von atmosphärischen Einflüssen in den Interferogrammen [39], [42], [106]. Eine allgemein gültige zufriedenstellende Lösung für dieses Problem wurde bisher noch nicht gefunden.

Einige dieser limitierenden Faktoren der D-InSAR Methode können mit der Permanent Scatterer Technik überwunden werden.

3.3. Permanent Scatterer Technik

Die Permanent Scatterer Technik wurde von FERRETTI ET AL. [24] an der Politecnico di Milano (POLIMI) entwickelt. In dieser Arbeit wird ein ähnliches Verfahren nach dem gleichen Prinzip, aber mit unterschiedlichen Algorithmen verwendet, das zu Forschungszwecken am Institut für Methodik der Fernerkundung (IMF) des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) e.V. entwickelt wurde [1], [47]. Das Verfahren basiert auf der D-InSAR Methode.

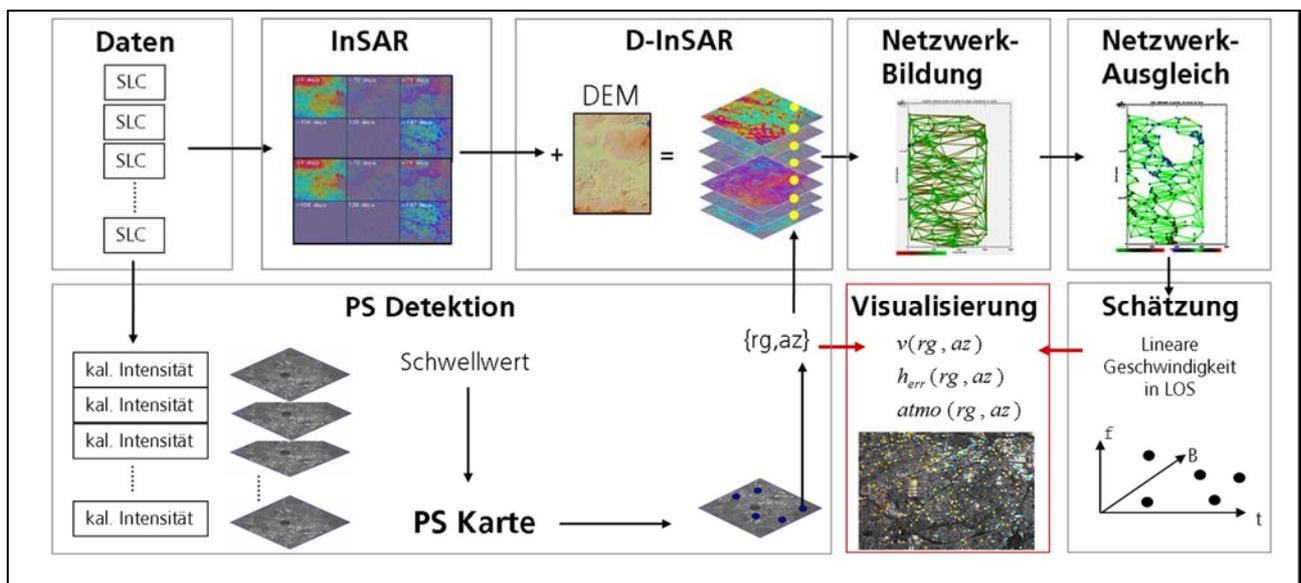


Abbildung 18: Das Permanent Scatterer System, das System zeigt die Verarbeitungsschritte der Single Look Complex Daten (SLC) um zu einer Bewegungsschätzung zu gelangen. Die Prozessschritte bis zum Erstellen der differentiellen Interferogramme sind die gleichen wie beim konventionellen D-InSAR Verfahren. Danach werden jedoch über ihre Intensität permanente Rückstreuer (Permanent Scatterer) gesucht, mit deren Hilfe die Punktinformationen genutzt werden können, um über ein Least Squares Netzwerk zu einer Bewegungsschätzung zu kommen. Ergebnis ist eine Karte der genäherten relativen Bewegungsraten, Höhendifferenzen und Atmosphärenanteile an den Permanent Scatterer Punkten.

Voraussetzungen für das Verfahren

Permanent Scatterer sind Streuer, die über lange Zeitintervalle kohärent bleiben (Abbildung 19). Voraussetzung für das Verfahren ist eine große Anzahl an Szenen. Je mehr Szenen zur Verfügung stehen, umso genauer kann das Ergebnis der Bewegungsschätzung sein. Für die notwendige Anzahl an Szenen gibt COLESANTI ET AL. [16] mindestens 30 Szenen gleicher Aufnahmegeometrie des

zu untersuchenden Gebietes an. Allerdings gibt es wie eine andere Studie von WORAWATTANAME-TEKUL ET AL. [103] belegt kein absolutes Maß. Bei günstigen Voraussetzungen kann man auch mit weniger Szenen zu einer brauchbaren Schätzung der Deformationen kommen [103].

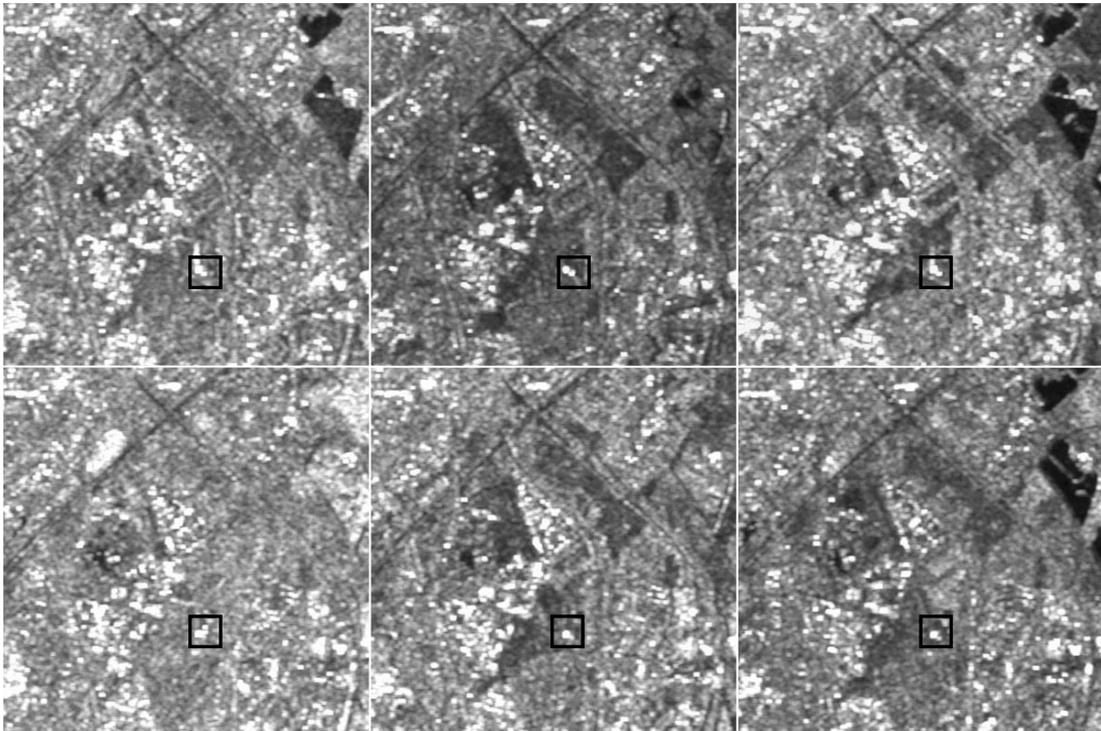


Abbildung 19: Serie von Amplitudenbildern verschiedener Zeiträume. Gute Rückstreuer sind als helle Punkte zu erkennen. Anhand ihrer Intensität und ihres Vorkommens in verschiedenen Szenen können die potentiellen Permanent Scatterer identifiziert werden. Wie man sehen kann, ist der Permanent Scatterer im schwarzen Rechteck über längere Zeiträume kohärent und ist in allen Szenen wieder zu finden.

Aus den Single Look Complex (SLC) Szenen muss ein interessierender Ausschnitt gewählt werden. Die momentan maximal zu prozessierende Gebietsgröße liegt bei ca. 40 km². Aus den vorhandenen Aufnahmen wird ein Datenstapel gebildet. Mit der Auswahl der sogenannten „Masterszene“ beginnt die Stapelung der Szenen.

Auswahl der „Masterszene“

Die Szene, auf die die anderen Szenen gerechnet werden, ist die „Masterszene“. Sie muss vorher ausgewählt und festgelegt werden. Als Auswahlkriterien wurden die

- effektive Basislinie,
- der Aufnahmezeitpunkt und
- die Doppler Frequenz

verwendet. Diese können in einem sogenannten Basislinien-Zeit-Diagramm dargestellt werden (Abbildung 26, Kap. 5.1). Darüber hinaus können die Jahreszeit der Aufnahme und die zu erwartenden Atmosphäreneinflüsse weitere Kriterien zur Auswahl der Masterszene sein. Der Einfluss der effektiven Basislinie und der Doppler Frequenzen wurden bereits weiter oben erläutert.

Sind eine oder mehrere der oben genannten Voraussetzungen nicht gegeben, kann die Permanent Scatterer Technik immer noch zur Bewegungsabschätzung herangezogen werden. Allerdings muss dann geprüft werden, inwieweit beispielsweise zu erwartende Atmosphäreneinflüsse in bestimmten Radarszenen eliminiert werden können. So lassen sich z.B. durch zusätzliche meteorologische Daten Informationen über die raum-zeitliche Verteilung atmosphärischer Veränderungen gewinnen. Diese können dann zur besseren Näherung der Atmosphäreneinflüssen und ihrer Eliminierung eingesetzt werden.

InSAR Prozessierung

Der „Datenstapel“ durchläuft wie in der konventionellen Radarinterferometrie bis zur Erzeugung der differentiellen Interferogramme die gleichen Prozessschritte. Zunächst wurden während der InSAR Prozessierung die Parameter der Beobachtungsgeometrie wie z.B. der Höhe-zu-Phase Konvertierungsfaktor, die Phase der flachen Erde, der Abstand der Satellitenpositionen zur Erde (range), die Orbitdaten und der genaue Blickwinkel angegeben (vollständige Parameterliste siehe Appendix 2). Wie auch in der D-InSAR folgte eine genaue Koregistrierung der Daten.

Koregistrierung

Die Szenen wurden koregistriert, „überabgetastet“ und die Interferogramme gebildet. Die Koregistrierung ist bei dem Verfahren ein wesentlicher Schritt, da bei einer ungenauen Koregistrierung gleiche Punkte an leicht unterschiedlichen Positionen in den verschiedenen Szenen abgebildet werden. Dadurch können auch die permanenten Rückstreuer schlechter identifiziert werden. Die Koregistrierung wird schwieriger für Gebiete mit zeitlichen, geometrischen (Basislinien $\perp > 1100$ m) und Doppler Dekorellationen. Für weiterführende Informationen zur Koregistrierung sei auf L.G. BROWN [9], GABRIEL & GOLDSTEIN [32] und PRATI ET AL. [69] verwiesen.

Nach der Koregistrierung wurde im folgenden Schritt der D-InSAR Prozessierung die Topographiebedingte Phase eliminiert, um zu den Bewegungsbildern zu gelangen.

D-InSAR Prozessierung

Das differentielle Interferogramm sollte idealerweise nur noch das Deformationssignal enthalten. Zunächst wurde deshalb die topographische Komponente der interferometrischen Phase mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells (DEM) und eines hoch genauen Orbits modelliert. Die Beobach-

tungsbedingungen der Radaraufnahme wurden simuliert und die sich ergebende Näherung der topographischen Komponente vom Interferogramm abgezogen. Übrig blieb nach Gleichung 8 die Näherung an den Bewegungsanteil, aber auch an den Atmosphären- und den Rauschanteil der Phase.

Zur genaueren Untersuchung des Datenstapels mit der Permanent Scatterer Technik wurden bestimmte Punktstreuer im Untersuchungsgebiet herangezogen. Hierzu mussten zunächst geeignete Kandidaten ausgewählt werden.

Auswahl der Permanent Scatterer „Kandidaten“

Die Punktstreuer werden an ihrer höheren Intensität gegenüber ihrer Umgebung erkannt. Um das zeitliche Rückstreuverhalten der Punktstreuer zu analysieren kann ihre Intensität untereinander verglichen werden [24]. Hierzu wurden die Amplituden für alle SLCs kalibriert. Die Kalibrierung hat das Ziel, dass die Messungen ausschließlich physikalische Eigenschaften der Rückstreuer widerspiegeln, also die Sensoreffekte weitestgehend korrigiert werden. Die Punkte wurden dann hinsichtlich ihrer Intensität (Helligkeit) bezogen auf einen vorher festgelegten Schwellwert geprüft. Punkte, deren Amplitude den Schwellwert überschritten, mussten außerdem mindestens in einer vorher festgelegten Anzahl von Szenen des Stapels vorkommen. Die Punkte, die diese Kriterien erfüllten, wurden als potentielle Permanent Scatterer (Permanent Scatterer Kandidaten) identifiziert.

Wie bei D-InSAR enthält die gemessene differentielle Phase Komponenten der Bewegung, des Höhenfehlers (Ungenauigkeiten des Referenz-DEMs), der Atmosphäre, des Orbitfehlers und des Rauschen.

Um die Bewegungsraten an den Permanent Scatterer Punkten zu ermitteln wurde zunächst ein Netzwerk zwischen den Referenzpunkten aufgespannt.

Netzwerkbildung

An den Verbindungslinien (sog. Arcs) zwischen den PS wurden die Parameter wie die Differenz der Deformationsrate, und die Höhendifferenz ermittelt. Zwischen den Permanent Scatterern wurde hierzu ein Netz aus Verbindungslinien aufgespannt. Später wurde die relative Bewegungsrate dann in absolute Senkungsraten umgewandelt. Hinter der relativen Schätzung der Parameter an den Verbindungen des Netzwerks steckt die Idee, ein stabiles Referenznetzwerk aus den stabilsten Punkten zu bilden und die Parameter der übrigen Punkte in Beziehung zu diesem Netzwerk zu ermitteln.

Um das Referenznetzwerk zu bilden, wurden Punkte gesucht, die möglichst gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt sind und deren Phase hauptsächlich durch Bewegung induziert ist. Über die ermittelten potentiellen PS wurde deshalb ein Raster von einigen 100 Metern gelegt. Die besten Punkte wiesen sich durch das kleinste Verhältnis von Standardabweichung der Amplitude zu mittlerer Amplitude aus. Damit die selektierten Punkte gleichmäßig über das Testgebiet verteilt

sind und um zu verhindern, dass sehr nah beieinander liegende Punkte ausgewählt werden, wurde das Raster in einem zweiten Schritt um die halbe Rasterzellengröße versetzt noch einmal über die Punkte gelegt. Die so ausgewählten Referenzpunkte haben einen Mindestabstand von der halben Zellengröße. Der Vorteil dieser Verfahrensweise ist, dass die Phasen, die noch unbekannte Deformations- und Höheninformationen enthalten, nicht ausgewertet werden müssen, sondern man über die Amplitudenstatistik zu einer Auswahl an stabilen Netzwerkpunkten gelangt [47].

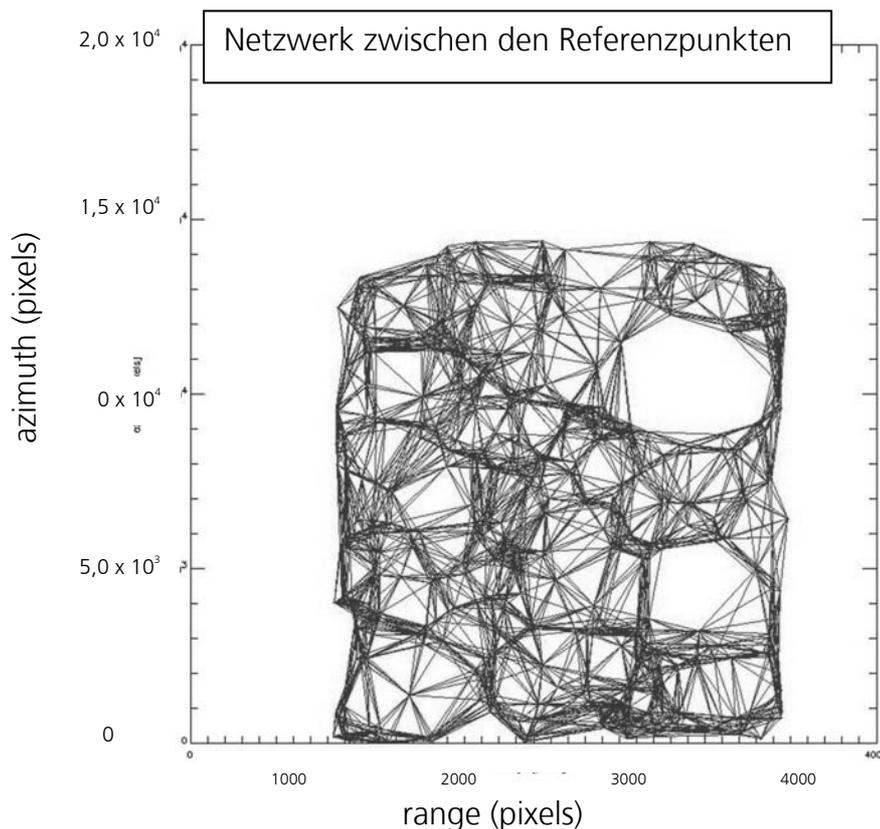


Abbildung 20: Zwischen den Permanent Scatterern aufgespanntes Referenznetzwerk, dabei werden die Referenzpunkte über eine angegebene Distanz mit einer ausgewählten Zahl an Nachbarpunkten verbunden.

Zwischen den selektierten Punkten wurde dann das Referenznetzwerk aufgespannt. An den Verbindungen der Punkte, den Arcs, wurden der relative Höhenunterschied, d_h (DEM Fehler), die linearen Deformationenratendifferenzen, d_v , und ein Offset (die Masteratmosphäre, d_{aps}) geschätzt. Die zwischen relativ nah beieinander liegenden PS geschätzte Näherung der Masteratmosphäre (die über allen Interferogrammen der Zeitserie als Offset liegt und, die für Distanzen < 500 m als niedriger als der allgemeine Rauschanteil betrachtet werden kann [41], der Orbitfehler und der DEM-Fehler wurden anschließend von der interferometrischen Phase subtrahiert. Die an den Arcs ermittelten Näherungen der Parameter (d_h , d_v , d_{aps}) sollten nun auch für die PS Punkte mit einer Least Squares Integration berechnet werden.

Natürlich muss für eine brauchbare Schätzung an den PS Punkten die Stabilität und Verlässlichkeit des Referenznetzwerkes gewährleistet sein. Hierzu wurde das Netzwerk einer eingehenden Prüfung unterzogen und angepasst.

Anpassung des Referenznetzwerks

Ziel der Anpassung des Referenznetzwerks ist es, instabile Punkte des Netzwerks im Sinne der Verlässlichkeit zu identifizieren und zu entfernen. Das Referenznetzwerk wurde solange mit Nachbarschaftsanalysen auf seine Stabilität hin geprüft, bis alle Punkte des Netzwerkes als verlässlich erkannt wurden. Für die Identifizierung instabilerer Punkte wurden zunächst die Varianzen der ermittelten Parameter für jedes Interferogramm berechnet. Die Varianzen wurden anschließend als Gewichte für eine erneute Schätzung der Parameter verwendet. Die Summe der an den Arcs geschätzten Parameter sollte beim Schließen eines Polygonzugs immer 0 ergeben (siehe Abbildung 21). Ist dies nicht der Fall werden alternative Hypothesen aufgestellt, die spezifizieren, dass es einen Fehler in der Einzelschätzung oder am Punkt gibt. Die entsprechenden Arcs/Punkte wurden dann entfernt. Diese Iteration läuft so lange bis eine stabile Lösung erreicht ist ohne dabei das Netzwerk zu zerstören. Je dichter das Referenznetzwerk ist, desto robuster ist die Schätzung der Senkungsraten aus den interferometrischen Phasen [1].

Phase Unwrapping

Im Anschluss an diese Verarbeitungsschritte wird eine Näherung der „Restatmosphäre“ (der Atmosphäreneinfluss der Masterszene wurde bereits vorher näherungsweise ermittelt) für die Punkte des Referenznetzwerk geschätzt und von den Phasenwerten abgezogen, um das Phase Unwrapping zu erleichtern. Das Auflösen der Mehrdeutigkeit $[-\pi, \pi]$ der relativ geschätzten Phasenwerte, das Phase Unwrapping unterscheidet sich wesentlich von dem der konventionellen InSAR Methode. Während beim D-InSAR Verfahren eine räumliche Integration stattfindet, wird bei der PS Methode die zeitliche Änderung der Phasenwerte für jeden einzelnen PS näher betrachtet.

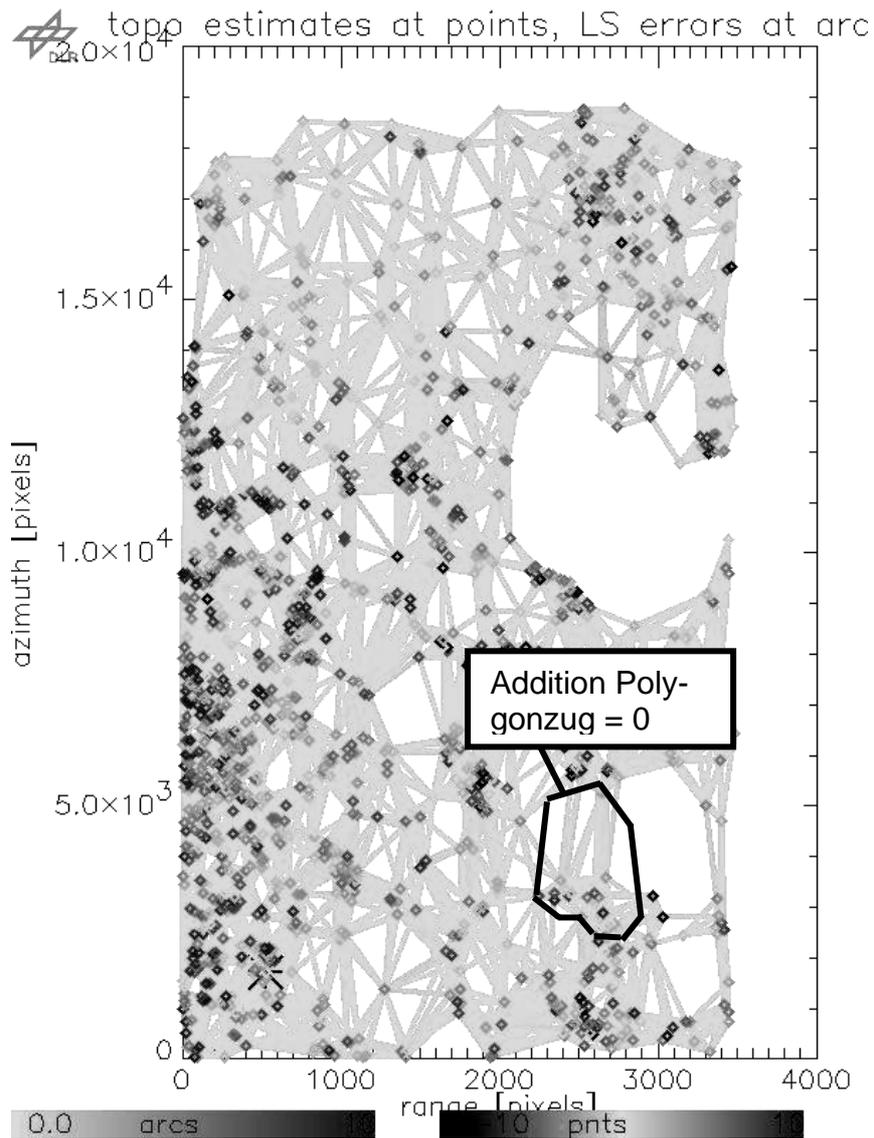


Abbildung 21: Überprüfung der Stabilität des Referenznetzwerks, nach dem sogenannten Powerlaw sollte die Summe der an den Arcs geschätzten Parameter beim Schließen eines Polygonzugs immer 0 ergeben. Ist dies nicht der Fall werden alternative Hypothesen aufgestellt, die spezifizieren, dass es einen Fehler in der Einzelschätzung oder am Punkt gibt. Die entsprechenden Arcs/Punkte werden dann entfernt. Die Farbskala zeigt die Güte der Punkte und Arcs. Der hellere Bereich deutet den optimalen Bereich hinsichtlich der Fehler-schätzung an.

Annahmen im Permanent Scatterer System

Um die relativen Phasen (zwischen $-\pi$ und π) in absolute Phasen umwandeln zu können, ist ein zeitliches Bewegungsmodell notwendig. Ein einfaches Modell für die Beschreibung der Absenkungen ist ein lineares Bewegungsmodell. Ob es den tatsächlichen Senkungsprozess ausreichend beschreibt, soll im Kapitel 5.2 („Validierung der Permanent Scatterer Messungen“) erörtert werden.

In den meisten PS Verfahren wird diese Annahme eines zeitlich linearen Bewegungsablaufes gemacht [17], [24], [100]. Da kohärente Scatterer jedoch meist einer komplexen Bewegung folgen (das konstante Geschwindigkeitsmodell ist unzureichend), besteht die Gefahr, dass diese nicht als PS identifiziert werden. In anderen Fällen kann es dazu kommen, dass der nicht-lineare Teil ihrer Bewegung als Teil der atmosphärischen Phasenkomponente erkannt und zugeordnet wird. Das Problem ist, wie von FERRETTI ET AL. [24] beschrieben, einen generellen Ansatz zu finden, der nicht-lineare Bewegung detektiert ohne zu viele Parameter einführen zu müssen. Für viele Anwendungen ist dieser Ansatz zwar ausreichend [3], [87], [100] allerdings soll in der vorliegenden Arbeit auch die Näherung des nicht-linearen Bewegungsanteils untersucht werden.

Parameterschätzung an den Permanent Scatterer

Sind die Parameter an den Referenznetzwerkspunkten geschätzt und Atmosphären-korrigiert, werden die Parameter an den Punkten, die nicht zu dem Referenznetzwerk gehören relativ zu diesem bekannten Referenznetzwerk ebenfalls mit einem gewichteten Least Squares Verfahren geschätzt. Wie in allen Anwendungen der differentiellen Interferometrie, sind die geschätzten Ergebnisse nicht absolut in Zeit und Raum. Die Deformationen beziehen sich auf die Masterszene (in Zeit) und die Ergebnisse werden bezüglich eines Referenzpunktes mit bekannter Höhe und Bewegung (im Raum) berechnet.

Trennung der Phasenanteile

In einem zusätzlichen Arbeitsschritt wird versucht, aus den residuellen, geschätzten Phasenwerten mittels Näherungen die Anteile der Restatmosphäre (in einem vorherigen Schritt wurde bereits die Masteratmosphäre abgezogen), des Rauschens und der nicht-linearen Bewegung zu differenzieren. Der Anteil der nicht-linearen Bewegung soll später Aufschluss über den Ablauf der Bewegung geben. Hierzu werden die Residuen aus den differentiellen Phasenwerten ermittelt. Die Residuen enthalten nur noch Näherungen der nicht modellierten Phasenanteile (nicht-lineare Bewegung, Restatmosphäre und Rauschen). Anschließend wird die Mehrdeutigkeit der relativen residuellen Phase Interferogramm für Interferogramm aufgelöst. Als Filter wird ein Dreiecks-Tiefpass- und ein Block-Hochpassfilter über Zeit und Raum eingesetzt (siehe Abbildung 22). Dies funktioniert allerdings nur verlässlich, wenn folgende Annahmen erfüllt sind:

- ✓ die Atmosphäre korreliert nicht in Zeit, aber räumlich
- ✓ die nicht-lineare Bewegung ist zeitlich korreliert
- ✓ das Rauschen korreliert weder in Zeit noch in Raum
- ✓ das Phase Unwrapping liefert verlässliche Ergebnisse

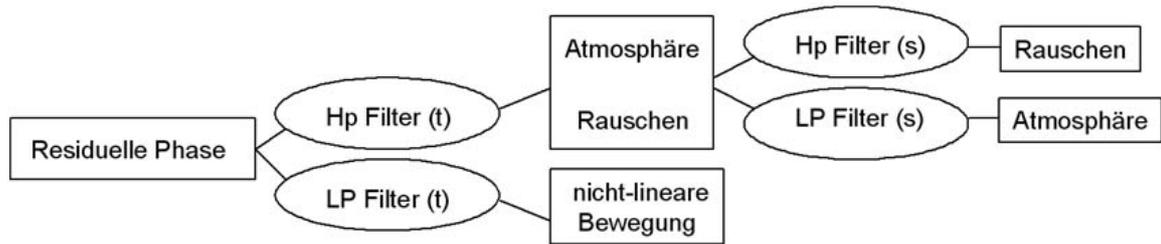


Abbildung 22: Trennung der Phasenanteile mittels Näherung, mittels Hoch- und Tiefpassfilterung werden die Phasenanteile der Atmosphäre, des Rauschens und der nicht-linearen Bewegung aus der residuellen Phase näherungsweise bestimmt. Mit der Filterung möchte man vor allem eine gute Näherung des nicht-linearen Bewegungsanteils erreichen.

Sind diese Annahmen erfüllt, kann ein zeitlicher Tiefpassfilter eingesetzt werden um zu einer Näherung des nicht-linearen Bewegungsanteils zu kommen und diesen zu extrahieren. Die Restatmosphäre und das Rauschen werden mit einem Hochpassfilter über die Zeit angenähert. Da angenommen wird, dass atmosphärische Einflüsse räumlich korrelieren, wird mit einem räumlichen Tiefpassfilter die Näherungen des Atmosphärenanteils und mit einem räumlichen Hochpassfilter die Näherungen des Rauschanteils voneinander getrennt.

Umrechnung in vertikale Bewegungsraten

Mit der InSAR Technik können Beobachtungen in Flugrichtung S-N und Blickrichtung E sowie in Flugrichtung N-S und Blickrichtung W gemacht werden. Kombiniert man Szenen beider Aufnahmegerichtungen, erhält man auf Grund der Schrägsicht eine höhere Genauigkeit der Deformationsraten. Dieser Effekt ist abhängig von möglichst kleinen effektiven Basislinien und/oder kleineren Zeitintervallen, die zu einer Verringerung der räumlichen und zeitlichen Dekorrelationen führen.

Der Sensor kann sowohl horizontale als auch vertikale Bewegungen erfassen. Allerdings ist auf Grund der Schrägsicht die Empfindlichkeit für vertikale Deformationen wesentlich größer. Horizontale Bewegungen < 2 cm können nicht detektiert werden [43]. Die Erfassung horizontaler und vertikaler Bewegungskomponenten gleichzeitig, kann nur mit einer Kombination von Aufnahmen aus beiden Flugrichtungen erreicht werden. Wie J. HOFFMANN [43] zeigte, sind horizontale Oberflächenbewegungen, die die Kompaktion von inelastischen Aquifersystemen begleiten, sehr klein bis vernachlässigbar. Da auch im Untersuchungsgebiet keine horizontalen Bewegungen > 2 cm erwartet werden, wird dem System für das Arbeitsgebiet die Annahme reiner vertikaler Bewegungen vorgegeben.

Um die Schätzwerte, die in Line of Sight, also in Blickrichtung des Sensors (23°), vorliegen, mit vertikal gemessenen Bodendaten vergleichen zu können, müssen die PS Werte zu vertikalen Deformationsraten konvertiert werden. Hierzu muss der Einfallswinkel des Signals zur Erde berücksichtigt

werden, da die senkrechte Komponente wie erwähnt kleiner ist als die Schrägsichtkomponente. Die Umrechnung von Line of Sight (LOS) in vertikale Geschwindigkeit (v) geschieht mit der Formel:

$$v = \frac{\Phi_{DInSAR} \cdot \lambda}{4\pi \cdot \cos \Theta} \quad [9]$$

wobei die Wellenlänge des Radarsignals, λ , und der Einfallswinkel des Signals zur Erdoberfläche, θ , aus den Sensordaten bekannt sind. Somit lassen sich aus den differentiellen Phasen in Line of Sight direkt die vertikalen Bewegungsschätzwerte errechnen.

Zusammenfassend sind die Annahmen, die in dem Permanent Scatterer Verfahren gemacht werden,

- ein stabiler (ohne Veränderungen in der Höhe) Bezugspunkt, an dem das Referenznetzwerk aufgezogen wird und
- eine in guter Näherung konstante Deformationsrate.

Generell stellt das Phase Unwrapping eine mögliche zusätzliche Fehlerquelle in der Schätzung dar. Im folgenden Kapitel 5 soll die Verlässlichkeit und die Genauigkeit der Permanent Scatterer Schätzung untersucht werden und eventuelle Ungenauigkeiten im System ausgeschlossen werden.

Die oben genannten Systemeigenschaften von PS Technik und D-InSAR Verfahren sollen in folgender Tabelle zusammengefasst und gegenübergestellt werden:

PS Technik	D-InSAR Verfahren
Alle zur Verfügung stehenden ERS -1/-2 Szenen können unabhängig ihrer effektiven Basislinie genutzt werden	Nur Szenen mit kleiner Basislinie sollten ausgesucht werden (Konsequenz: Abstriche in der zeitlichen Abdeckung des Testgebietes)
Atmosphärische Artefakte mit geringer zeitlicher Frequenz können praktisch eliminiert werden	Signifikante Einschränkungen durch atmosphärische Artefakte bei kleinen räumlich geglätteten Oberflächendeformationen (können allerdings über die Mittelung mehrerer Interferogramme heraus gerechnet werden)
Einzelne kohärente Pixel können identifiziert werden	Fehlen der essentiellen Fähigkeit einzelne Pixel zu identifizieren, was vor allem bei großen zeitlichen und geometrischen Basislinien wichtig ist, wenn nur punktuelle Rückstreuer nutzbare Phaseninformationen enthalten
Grobes DEM kann genutzt werden, da die genaue Höhe jedes PS berechnet wird (ein besseres Höhenmodell würde lediglich die Rechenzeit reduzieren)	Erforderliche DEM-Genauigkeit ist umgekehrt proportional zur normalen Basislinie des zur Bewegungsdetektion genutzten Interferogramms

Tabelle 4: Vor- und Nachteile von PS Verfahren und konventionellem D-InSAR im Vergleich

Der Vergleich zeigt, dass in vielen Fällen, in denen die Vorteile der PS Technik die limitierenden Faktoren der anderen genannten Methoden überwinden, die große Anzahl an benötigten Radaraufnahmen gerechtfertigt ist [24].

4. Weitere Anwendungsmöglichkeiten

Hangrutschungen

Zu Beginn dieser Arbeit wurde das Thema Hangrutschungen untersucht und festgestellt, dass mit Hilfe der D-InSAR Technik an einigen wohl ausgesuchten Beispielen von Rutschungen, in den französischen Alpen [96], [19] den zentralen Alpen von Tirol, Österreich [77] und in Italien [8], [6], Bewegungsbeobachtung möglich ist. Aber die wichtigsten limitierenden Faktoren wie die zeitliche Dekorrelation durch Kohärenzverlust in vegetationsreichen Gebieten (in den Bergen nimmt die Kohärenz mit steigender Höhe und damit geringerer Vegetation zu), Jahreszeitlich-bedingter Inkohärenzen, der Ausrichtung der Hänge (am besten zur Blickrichtung des Sensors) und räumlich unkorrelierten atmosphärischen Artefakten begrenzen zum einen die Auswahl an Interferogrammen und damit auch die zeitliche Auflösung eines Rutschungsereignisses. Zum anderen können nur Hangrutschungen mit einer bestimmten Mindestgröße [8] (in Abhängigkeit von der räumlichen Auflösung mit 25 x 25 m) von einigen Hundert Metern und einer Maximalgeschwindigkeit (in Abhängigkeit vom Aufnahmezeitpunkt und der Kohärenz) von weniger als 10 cm/a [3] untersucht werden.

Die Untersuchung von CARNEC ET AL. [11] in einigen französischen Hangrutschungsgebieten zeigt, dass InSAR gegenwärtig noch nicht als Vermessungstechnik für alle Formen von Hangrutschungen geeignet ist. Dies bestätigt auch ALLIEVE ET AL. [3] mit seiner Untersuchung in Norditalien. COLESANTI ET AL. [14] hat dagegen die Permanent Scatterer Technik erfolgreich in einem Testgebiet in der Nähe von Ancona (Italien) eingesetzt. Sie beobachteten das Hangrutschungsgebiet zwischen Juni 1992 und Dezember 2000 und detektierten Bewegungsraten von einigen Millimetern pro Jahr. Da über die lange Zeitspanne viele sehr stabile Rückstreuer vorkamen, war die geschätzte Genauigkeit der Beobachtungen sehr gut. Allerdings ist man auch hier auf 25-30 kohärente Satellitenaufnahmen [14] und einer Mindestzahl von mehr als 10 PS/km² [3] angewiesen, um eine Bewegung auf der Erdoberfläche zu erkennen. Somit sind satellitenbasierte Messungen mit ihrer zeitlichen Abdeckung und Genauigkeit für die Beobachtung rutschungsgefährdeter Hänge geeignet, allerdings auch vielfachen Beschränkungen unterworfen.

Steinkohle Bergbau

Ein anderes Beispiel für die Beobachtung von oberflächenhaften Bewegungen sind die Auswirkungen von untertägigen Bergbautätigkeiten. Auch dieses Phänomen wurde zu Beginn der vorliegenden Arbeit am Beispiel des Ruhrgebiets betrachtet.

Im Ruhrgebiet befindet sich das größte Steinkohleabbaugebiet Deutschlands. In Tiefen von knapp 1000 m wird hier Bergbau betrieben. Durch den untertägigen Steinkohle Bergbau entstehen große Hohlräume, die zu großflächigen Senkungen an der Erdoberfläche führen können [54].

SPRECKELS [85] zeigte bereits, dass man mit Flugzeug-getragendem InSAR hochaufgelöste Karten von Absenkungserscheinungen im Raum Gelsenkirchen bekommt. Für die Satelliten-gestützten Untersuchungen des Gebiets mit ERS-1/2 Radaraufnahmen wurden vor allem Winter Szenen ausgesucht wegen einer größeren Kohärenz über landwirtschaftlichen Flächen [85]. Wegen der hohen zu erwartenden Absenkungsgeschwindigkeiten in dem Testgebiet (6 cm/ 35 Tage) wurden sowohl kurze zeitliche Abstände zwischen den Aufnahmen (35 oder 70 Tage) als auch kleine effektive Basislinien (möglichst < 200 m) genutzt. Dennoch konnte oft außerhalb von besiedeltem Gebiet keine Bewegung mit der InSAR Technik auf Grund von geringer Kohärenz der Interferogrammen beobachtet werden [85]. In Gardenne, Frankreich konnten gute Ergebnisse mit der InSAR Technik über Kohle-Bergbaugebieten erzielt werden [11]. Jedoch betrug die Absenkung lediglich 42 mm in 4 Jahren. Absenkungsbeobachtungen im Untertage-Bergbaugebiet in Polen mit D-InSAR zeigen wiederum hohe Absenkungsraten von 3-12 cm/ 35 Tage. Diese Raten stimmen mit Bodenmessungen überein. Wie man jedoch an diesen Beispielen sehen kann ist die Anzahl an möglichen Radaraufnahmen durch die hohe Geschwindigkeit der Bewegungen stark eingeschränkt. Es konnten lediglich Interferogramme mit einem maximalen zeitlichen Abstand zwischen den Aufnahmen von 70 Tagen ausgewertet werden. Damit kann kaum eine raum-zeitliche Aussage über den Bewegungsablauf in solchen Gebieten gemacht werden. Darüber hinaus erschwert die hohe Dynamik der Bergbau-induzierten Deformationen den direkten Vergleich mit zeitlich anders aufgelösten Daten [85]. Am DLR in Oberpfaffenhofen läuft im Moment eine Studie, die diese zeitlich kurze Auflösung mit Hilfe der PS Technik erweitern soll. Erste Ergebnisse mit einer neueren Version der PS Software lieferten eine große Anzahl detektierter PS mit einer großen Dichte im Untersuchungsgebiet, so dass die Analyse mittels PS Technik erfolversprechend ist [98].

Diese beiden Anwendungsbeispiele, die zu Beginn der Arbeit untersucht wurden, wiesen im Vergleich zu den Sümpfungs-bedingten Senkungserscheinungen größere Probleme in der Anwendung der neuen Permanent Scatterer Technik auf. Aus diesem Grunde liegt der Fokus der Untersuchungen im Bereich der Grundwasserabsenkungs-bedingten Senkungserscheinungen.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Untersuchungen und Analysen im Arbeitsgebiet vorgestellt. Diese Ergebnisse führen im Anschluss zu einer Bewertung des Permanent Scatterer Verfahrens und zu einer Interpretationshilfe hinsichtlich der Bewegungsmechanismen.

5. Datenauswertung und Analyse im Testgebiet

5.2. Quantifizierung der Senkungen

„Konventionelles“ D-InSAR

Für das Testgebiet standen 40 ERS-1 und -2 Szenen mit Flugbahn der Satelliten von Nord nach Süd und Blickrichtung des Sensors ungefähr von Ost nach West zur Verfügung. Die Radaraufnahmen decken einen Zeitraum von Mai 1992 bis Dezember 2000, also 8 Jahre, ab.

In einem ersten Schritt wurde die konventionelle differentielle Interferometrie angewendet. Hierbei wurden manuell Bildpaare mit einem maximalen zeitlichen Abstand von knapp 4 Jahren (1401 Tagen) gewählt. Unter Berücksichtigung der Annahme einer relativ langsamen Bewegungsrate von wenigen Millimetern pro Jahr wurden allerdings nur Interferogramme mit einer zeitlichen Basislinie ab 210 Tagen in die näheren Betrachtungen mit einbezogen (Abbildung 23).

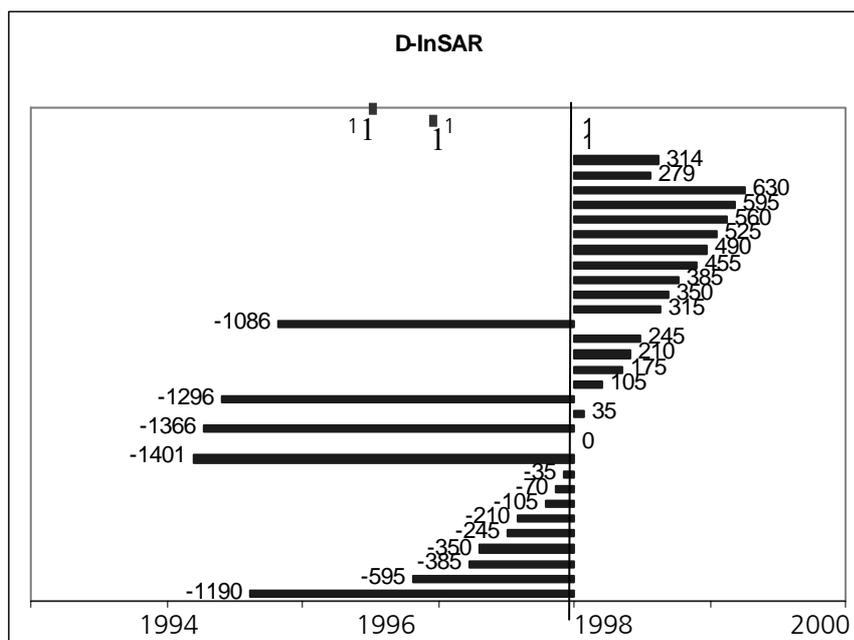


Abbildung 23: Zeitliche Abdeckung mit differentiellen Interferogrammen, auf der Abszisse ist die Zeit in Jahren angegeben. Die aus den Bildpaaren gebildeten Interferogramme sind durch den Balken angegeben. Die Länge des Balkens gibt das Zeitintervall in Tagen zwischen beiden Radaraufnahmen an. Insgesamt wurden mit der differentiellen Interferometrie manuell 31 differentielle Interferogramme gebildet mit einer maximalen zeitlichen Differenz von knapp 4 Jahren.

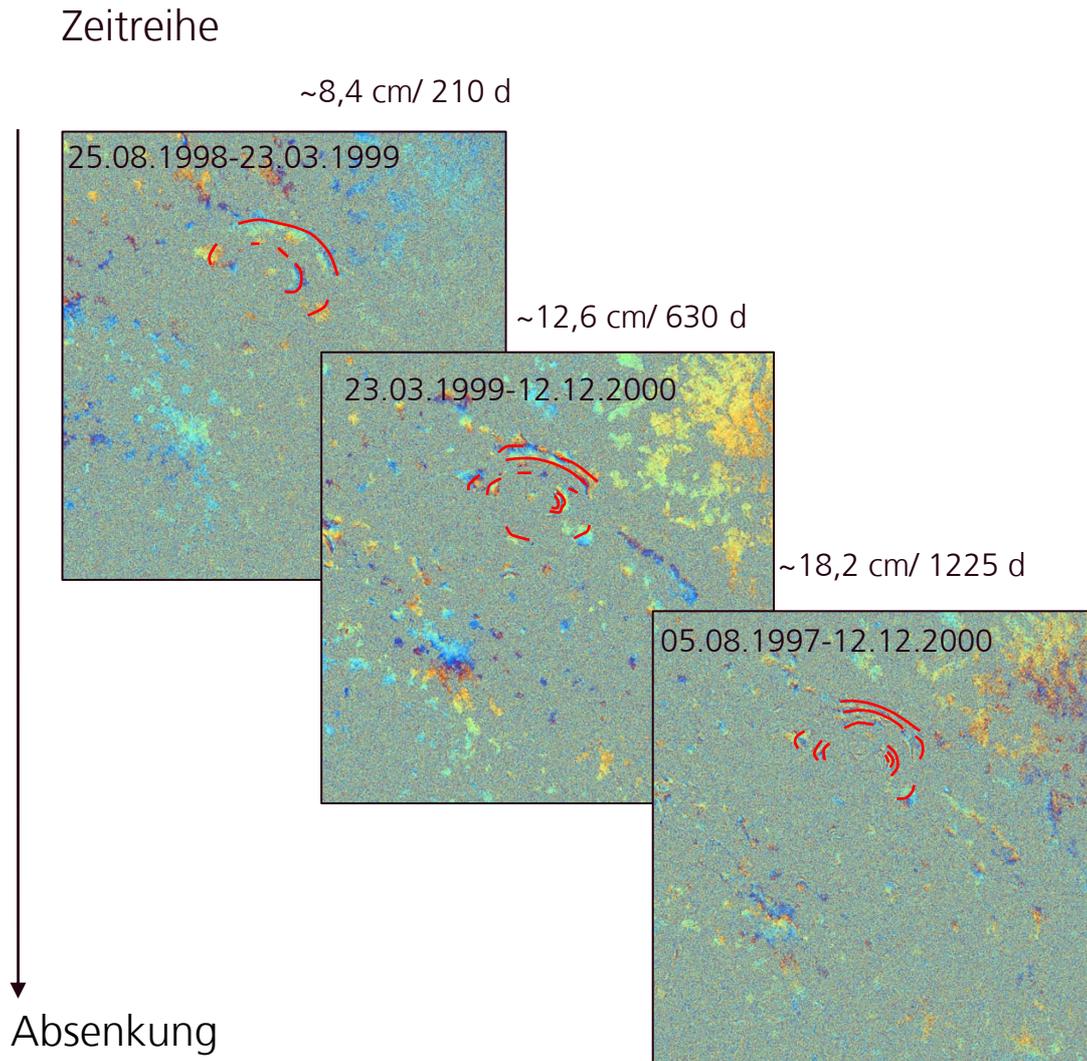


Abbildung 24: Zeitreihe der differentiellen Interferogramme, ausgewählt wurden drei differentielle Interferogramme mit Zeitintervallen zwischen den Aufnahmen von 210, 630 und 1225 Tagen. Mit zunehmendem zeitlichem Abstand zwischen den Aufnahmen zeigen die differentiellen Interferogramme wie erwartet eine Zunahme der Fringes (die roten Linien sollen die Fringelinien verdeutlichen.) Anhand einfachen visuellen Abzählens der Fringes wurde die Bewegung zwischen diesen Zeitintervallen grob geschätzt. Die Zunahme der Fringes mit der Zeit deutet auf eine noch andauernde Bewegung für diese Zeiträume hin.

Die visuelle Ansprache der differentiellen Interferogramme gibt bereits erste Hinweise auf Absenkungserscheinungen im Untersuchungsgebiet (Abbildung 24). Deutlich sind in verschiedenen Interferogrammen Fringes (Linien gleicher Phasenwerte) zu erkennen, die die gleiche Absenkungsstruktur aufzeigen, allerdings mit unterschiedlicher Anzahl und Dichte der Fringes. In einer Zeitreihe (Abbildung 24) wurde anhand der zunehmenden Zahl und Dichte der Fringes mit der Zeit auf eine andauernde Senkungsbewegung geschlossen. Aufgrund von Inkohärenzen in den Interferogrammen sind die Fringelinien nicht komplett geschlossen, bilden aber dennoch die Form des Absenkungstrichters nach. Im Gegensatz dazu muss sowohl bei der Nivellierung als auch beim

Permanent Scatterer Verfahren interpoliert werden, um die Struktur besser abbilden zu können. Die genaue Bestimmung der Bewegungsraten über die Fringelinien (Farbzyklus von blau nach gelb) fällt aufgrund von Rauscheinflüssen schwer, so dass man hier nur eine erste grobe Abschätzung der Bewegungen vornehmen kann. Da ein Fringe 30,418 mm vertikaler Bewegung entspricht, erfolgt die Abschätzung der Bewegung visuell durch einfaches Abzählen der Fringes (Abbildung 24).

Permanent Scatterer

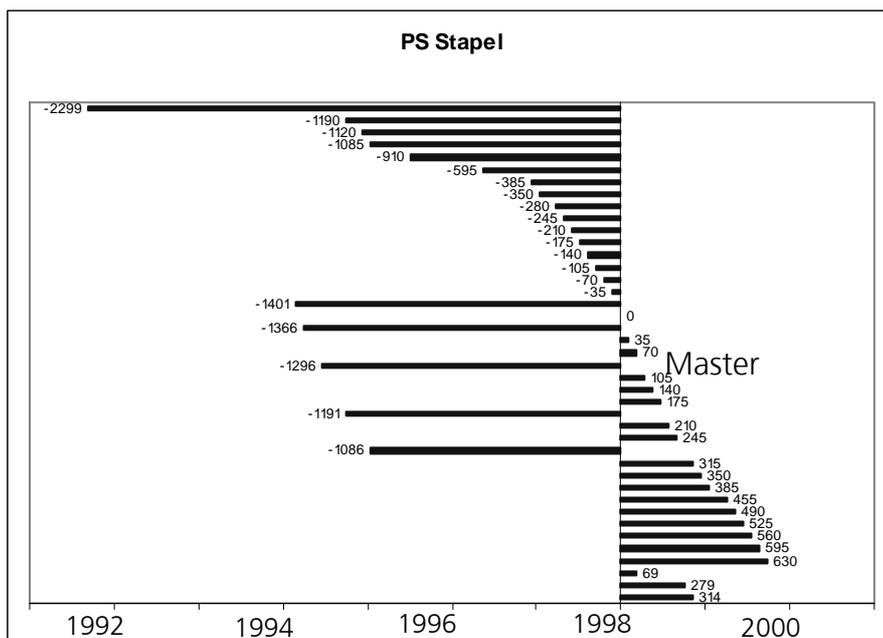


Abbildung 25: Zeitliche Abdeckung mit den Interferogrammen aus dem PS Stapel. Das Diagramm zeigt die zeitlichen Intervalle der Aufnahmen mit der als Master gekennzeichneten Szene zwischen 1992 und 2000. Im Voraus wurde die Masterszene vom 25.08.1998 ausgewählt und alle anderen Szenen auf diese Masterszene gerechnet. Hieraus ergeben sich Interferogramme mit einem maximalen zeitlichen Abstand zwischen zwei Aufnahmen von etwas mehr als 6 Jahren. Insgesamt wurden 40 differentielle Interferogramme gebildet. Eine Auflistung der verwendeten Szenen ist im Anhang zu finden.

Die in Kapitel 3 bereits erläuterten Vorteile der Permanent Scatterer Technik (Systemvoraussetzungen siehe Appendix 3) wurden hier genutzt, um auch aus den unkohärenten Bereichen Informationen zu gewinnen. Hierzu wurde aus den SLC-Szenen ein Ausschnitt von 28 x 30 km gewählt. Die zeitliche Abdeckung des Untersuchungsgebietes durch die Radaraufnahmen ist im Basislinien-Zeit-Diagramm dargestellt (Abbildung 26). Wie das Diagramm verdeutlicht, liegt eine sehr gute zeitliche Abdeckung von Satellitendaten für den Zeitraum zwischen Mai 1995 und Dezember 2000 vor. Dagegen gibt es zwischen der Szene vom 09.05.1992 und 26.06.1995 eine große Lücke.

Die erforderliche subpixel-genaue Koregistrierung der 40 Szenen auf den Master wurde mittels manueller Passpunktsuche in den Satellitenbildern unterstützt (in der aktuellen Software-Version

läuft ist diese manuelle Unterstützung nicht mehr nötig). Wie die aus allen Amplitudenbildern gemittelte Amplitude (Abbildung 27) zeigt, war die Koregistrierung erfolgreich, da das Bild ansonsten unscharf wäre. Anschließend wurden die Interferogramme und mit Hilfe eines bereits vorhandenen ERS-DEMs [53] die differentiellen Interferogramme gebildet (siehe Abbildung 23). Die differentiellen Interferogramme zeigen bereits eine gute Qualität der Daten. Die Kohärenz ist unabhängig von der Jahreszeit, die Szenen dekorrelieren bei effektiven Basislinien von ca. 500 m.

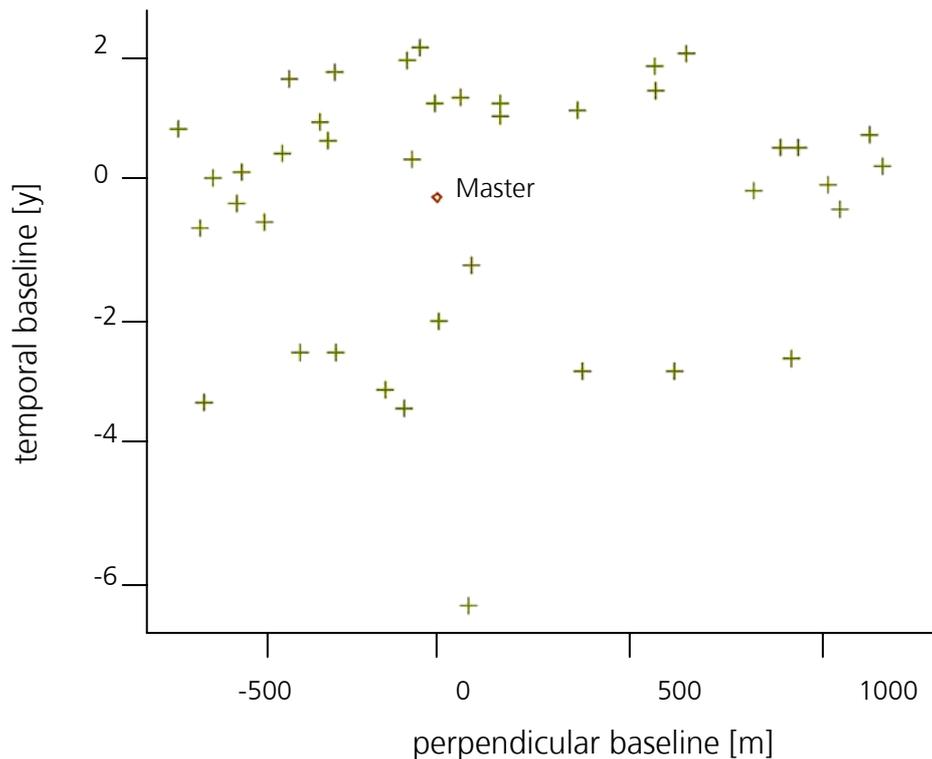


Abbildung 26: Basislinien-Zeit-Diagramm, dargestellt sind die ausgewählten Szenen mit ihrer zeitlichen und geometrischen Basislinie. Die unterschiedlichen Farben der Kreuze weisen auf unterschiedliche Einflüsse der Doppler-Frequenzen hin (siehe Kap. 3), die Masterszene ist durch den roten Kreis dargestellt

Die zunächst ermittelten PS Kandidaten sind in Abbildung 27 auf der mittleren Amplitude dargestellt.

Die Schätzung der Näherungen für Geschwindigkeits- und Höhenparameter an den Punkten erfolgte wie oben beschrieben über ein Referenznetzwerk, bei dem die Länge der Arcs manuell mit 5000 m gewählt wurde und die Anzahl der Verbindungen 10 Verbindungen pro Punkt nicht überschreiten sollte. Dies bewirkte, dass eine genügend große Anzahl an Arcs in einem bestimmten Radius gefunden wurde, um den Fehler der Schätzung auf Grund von Kontrolle über möglichst viele Schleifenschlüsse zu reduzieren. Die Gittergröße des über das Referenznetzwerks gelegten Feingitters wurde mit 1 x 1 m eingestellt. Ebenfalls wurde ein Bereich des zu erwartenden Wertes für die maximale Höhendifferenz mit 50 mm und die maximale Deformationsdifferenz mit 100 mm

pro Arc gewählt. Die zur Wichtung des Netzwerk geschätzten Standard Abweichungen lagen bei 30 cm für die Topographie, 0,3 mm/a für die Deformation und 0,1745 rad für die Masteratmosphäre. Der Referenzpunkt für die eigentliche Schätzung an den PS wurde manuell über seine Koordinaten gewählt. Er zeichnete sich durch seine relativ stabile Lage auf der Köln Scholle (siehe Kap. 2) aus und wurde durch eine Vergleichsmessung (ca. 300 m entfernt) des Landesvermessungsamts NRW als ausreichend stabil (-3 mm in 28 Jahren) bestätigt.

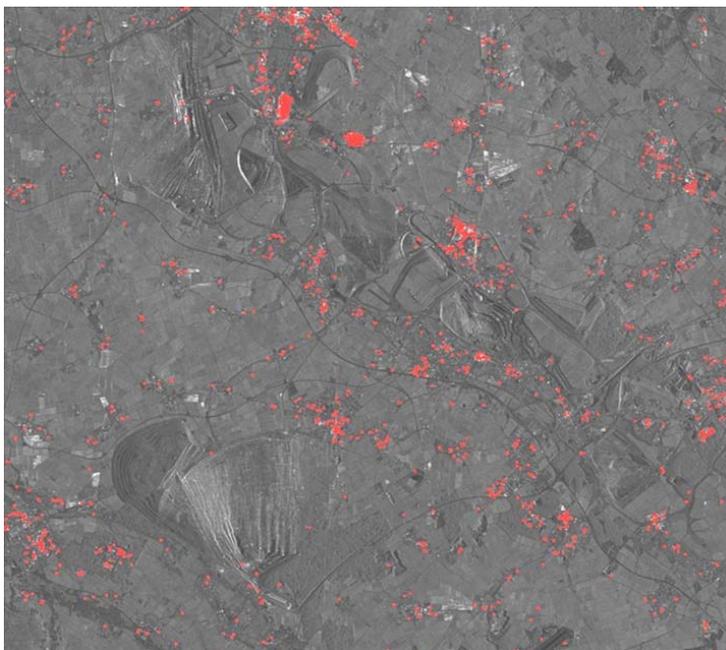


Abbildung 27: Die Permanent Scatterer Kandidaten, sind als rote Punkte auf dem aus allen Amplituden gemittelten Amplitudenbild dargestellt. Die Verteilung macht bereits den Unterschied zwischen besiedelten und ländlich geprägten Gebiet deutlich. Eine Anhäufung der roten PS Punkte ist in den bebauten Gebieten anzutreffen. Im Amplitudenbild lassen sich darüber hinaus die Braunkohlen-Tagebaugebiete erkennen.

Wie der Versuch mehrerer Schätzungen im gleichen Gebiet zeigt, ist die PS Schätzung abhängig von der Gebietsgröße, dem gewählten Referenzpunkt (automatisch oder manuell) sowie der Szenenanzahl. All diese Faktoren beeinflussen die Bildung des Referenznetzwerkes und führen zu einem veränderten Netzwerk und damit auch zu einer leicht anderen Schätzung der Absenkungsraten. Letztendlich wurde die Schätzung mit einer guten Übersichtgröße über das zu erwartende Senkungsgebiet, der maximal möglichen Anzahl an Szenen und einem stabilen Referenzpunkt gewählt.

Der während der Referenznetzwerk-Schätzung ermittelte DEM Fehler wurde genutzt, das DEM zu korrigieren. Der Einfluss dieser DEM Korrektur wird deutlich in Abbildung 28 links in der Abbildung wurde die Näherung des topographiebedingten Phasenanteils mit Hilfe des ERS-DEMs abgezogen und die Parameter an den PS wurden geschätzt. In der Abbildung rechts wurde das DEM nachträglich mit Hilfe des ermittelten Höhenfehlers korrigiert. Wie zu erkennen ist, wirkt sich der Topographiefehler auf die Geokodierung aus.

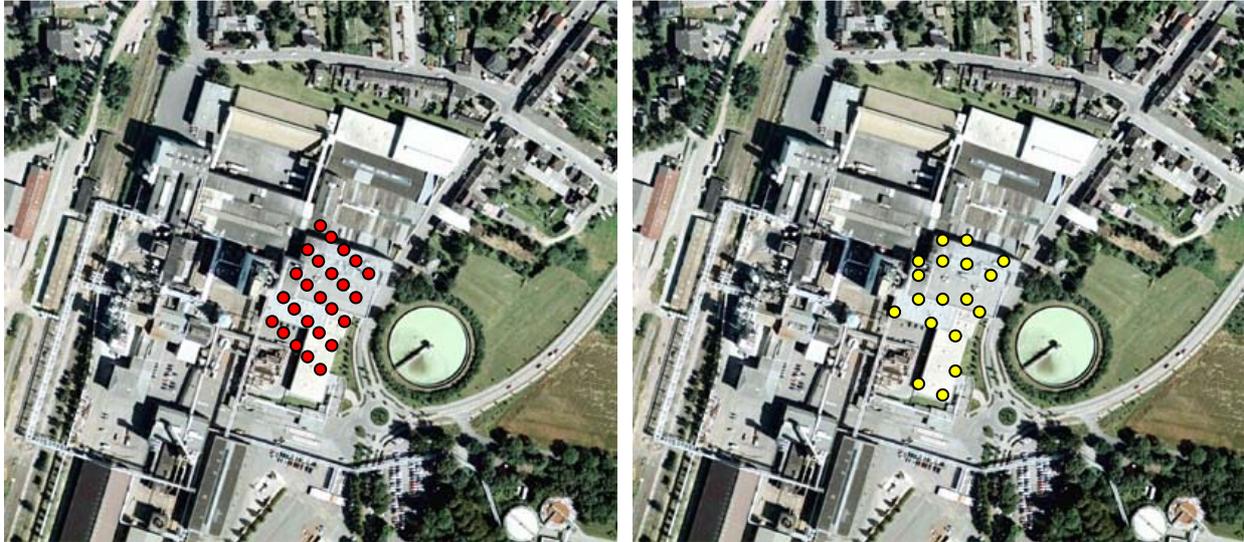


Abbildung 28: Schätzung der Bewegung an den Permanent Scatterern mit unkorrigiertem ERS-DEM (links), die roten PS Punkte weisen eine parallele linienförmige Verteilung auf, die nicht mit den Reflexionseigenschaften der abgebildeten Gebäude zusammenhängt. Permanent Scatterer Parameter Schätzung mit für den Höhenfehler-korrigierten DEM (rechts), die gelben PS Punkte weisen eine „normale“ Verteilung in Zusammenhang mit den Reflexionseigenschaften der Dachstrukturen auf.

Der Einfluss des Topographiefehlers kann mit folgender Skizze verdeutlicht werden:

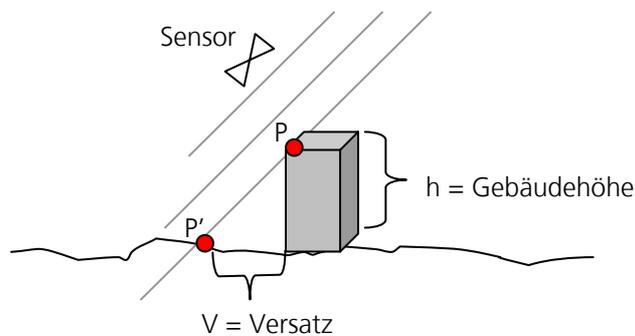


Abbildung 29: Einfluss des Topographiefehlers auf die Geokodierung. Der Sensor misst die Höhe des Terrains anhand der Gebäudehöhen (P). Das vorliegende digitale Höhenmodell gibt allerdings die Geländehöhe vom Boden aus an (P'). Die Differenz zwischen beiden Angaben ist der Topographiefehler, der bei der Geokodierung zu einem Versatz der PS Punkte führt. Mit Hilfe eines für den Topographiefehler korrigierten DEMs kann das Problem behoben werden.

Die in Radarkoordinaten ausgegebenen Permanent Scatterer wurden in einem späteren Schritt mit Hilfe des Programms IMAGINE von der Firma ERDAS in das Gauss-Krüger Koordinatensystem, in dem die Nivellements des Landesvermessungsamtes NRW vorliegen, zu Darstellungs- und Vergleichszwecken transformiert.

Die Anzahl der geschätzten Permanent Scatterer liegt in dem Untersuchungsgebiet bei 19098 Punkten. Die PS weisen Bewegungsraten zwischen $-103,66 \text{ mm/a}$ bis $+9,24 \text{ mm/a}$ auf. Die Karte mit den ermittelten Bewegungsraten der PS ist in Abbildung 30 der Karte mit den aus den Höhenmessungen berechneten Raten der Nivellements gegenübergestellt.

Nivellements

Ähnliche Bewegungsraten wie mit der PS Technik wurden mittels Leitnivellements des Landesvermessungsamtes NRW zwischen 1989 und 2001 gemessen. Die Messungen an den 1141 Punkten, im Turnus von ca. 2 Jahren, werden zwischen zwei Epochenmessungen relativ interpoliert und insgesamt an Referenzpunkten gemessen. Die Bodendaten, die mit oben erläuterten Verfahren (Kap. 1.1.2), ermittelt wurden, weisen Bewegungsraten von $-95,20 \text{ mm/a}$ bis $+3,59 \text{ mm/a}$ auf. Abbildung 31 zeigt die Darstellung der Bodenbewegungen von 2001 des Landesvermessungsamtes, in der das Arbeitsgebiet eingekreist ist. Die farbigen Linien sind die interpolierten Leitnivellementzüge.

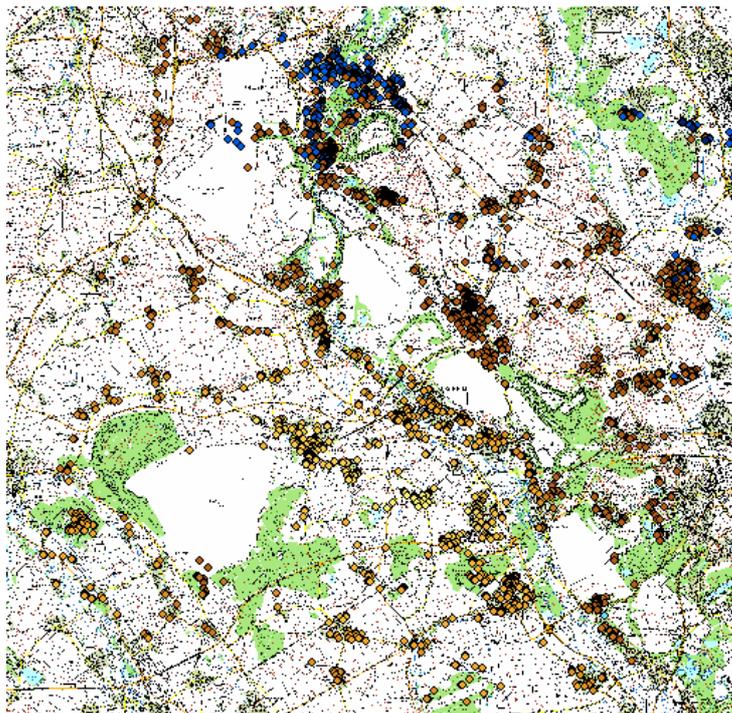


Abbildung 30a: geschätzte Bewegungsraten an den Permanent Scatterern, die Farben von gelb über braun nach blau deuten geringer werdende Senkungsraten nach außen hin an, bereits hier ist eine Clusterung der Punkte in Siedlungsgebieten zu erkennen.

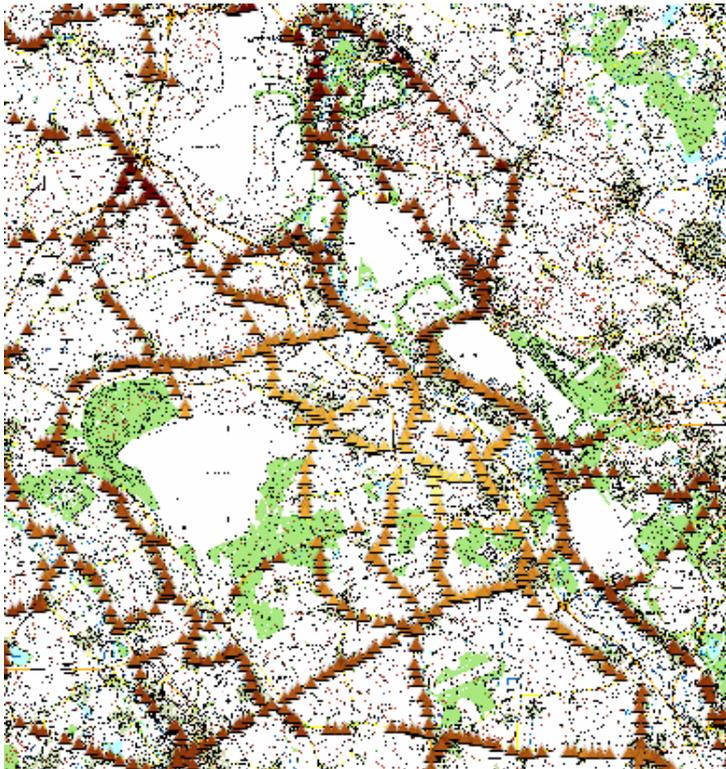
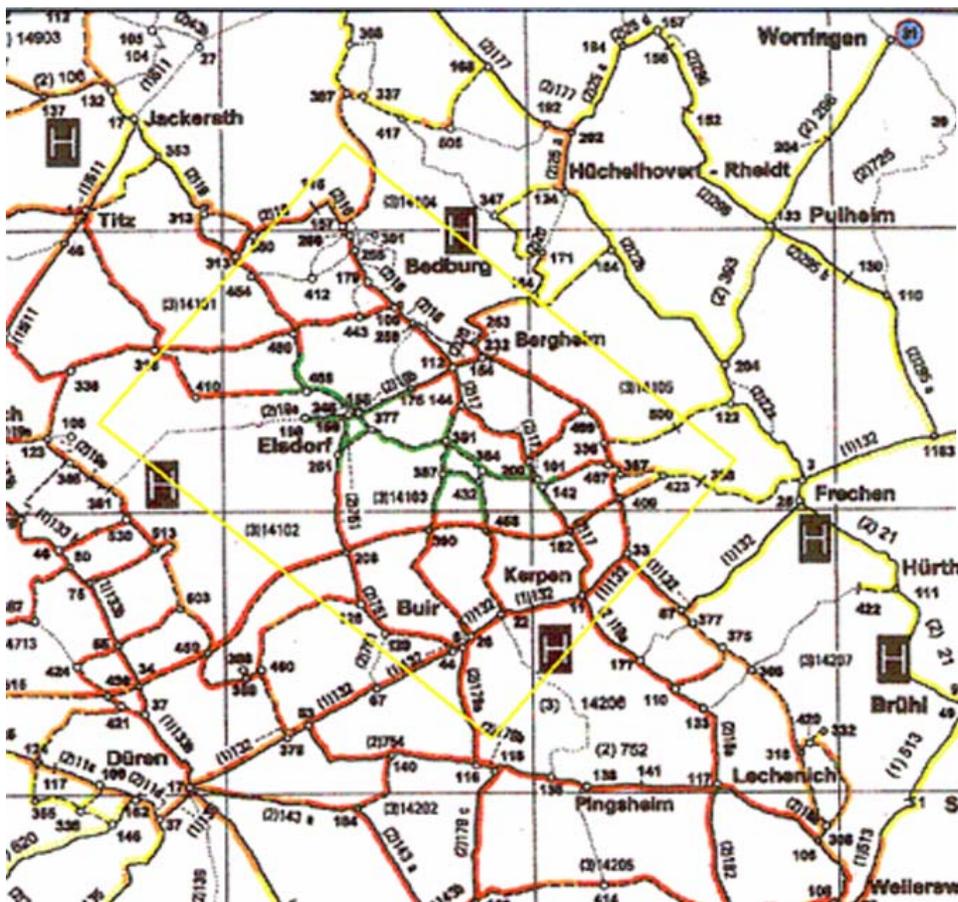


Abbildung 30b: Darstellung der aus den Nivellements ermittelten Bewegungsraten, die Farbgebung von gelb nach braun zeigt ebenfalls geringere Senkungstendenz vom Zentrum des Bildes nach außen hin. Die Messpunkte sind deutlich in ihrer Verteilung entlang von Strassen gelegen.



Darstellung der Bodenbewegung

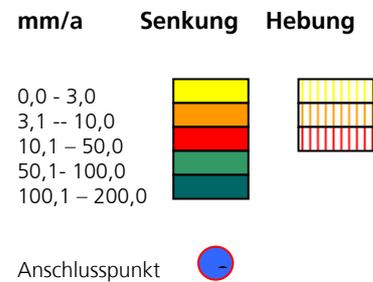


Abbildung 31: Darstellung der Bodenbewegungen des Landesvermessungsamtes NRW für das Jahr 2000, die Linien bilden das Messstellennetz der Nivellement Punkte ab.

Zwischen den Punkten wurden die aus den Höhenmessungen abgeleiteten Bewegungsraten auf die Linien interpoliert. Aus der Darstellung ergeben sich für den zentralen Bereich um Elsdorf die größten Absenkungs-

raten mit ca. 100 mm/a. Nach außen hin weisen die Senkungen geringere Raten auf. An den blau markierten Anschlusspunkten wird das Nivellementnetz aufgehängt.

Geographisches Informations System (GIS)

Zur einfacheren Handhabung und besseren Verwaltung und Darstellung der Daten wurden sämtliche Informationen in einer GIS-Datenbank (ArcGIS) abgespeichert. Das GIS-System ermöglicht neben der Visualisierung der Daten viele statistische Analysen, Modellbildung, verschiedene Interpolationsmethoden und die Verschneidung aller Daten eines Koordinatensystems untereinander. Mit Hilfe der Verschneidung von topographischen Karten, Luftbildern und Radardaten können die PS identifiziert werden (Abbildung 32). Wie man sehen kann, können über lange Zeit kohärente Rückstreuer sowohl große industrielle Gebäudekomplexe als auch Wohnblocks und allein stehende Wellblechhallen für landwirtschaftliche Maschinen sein.

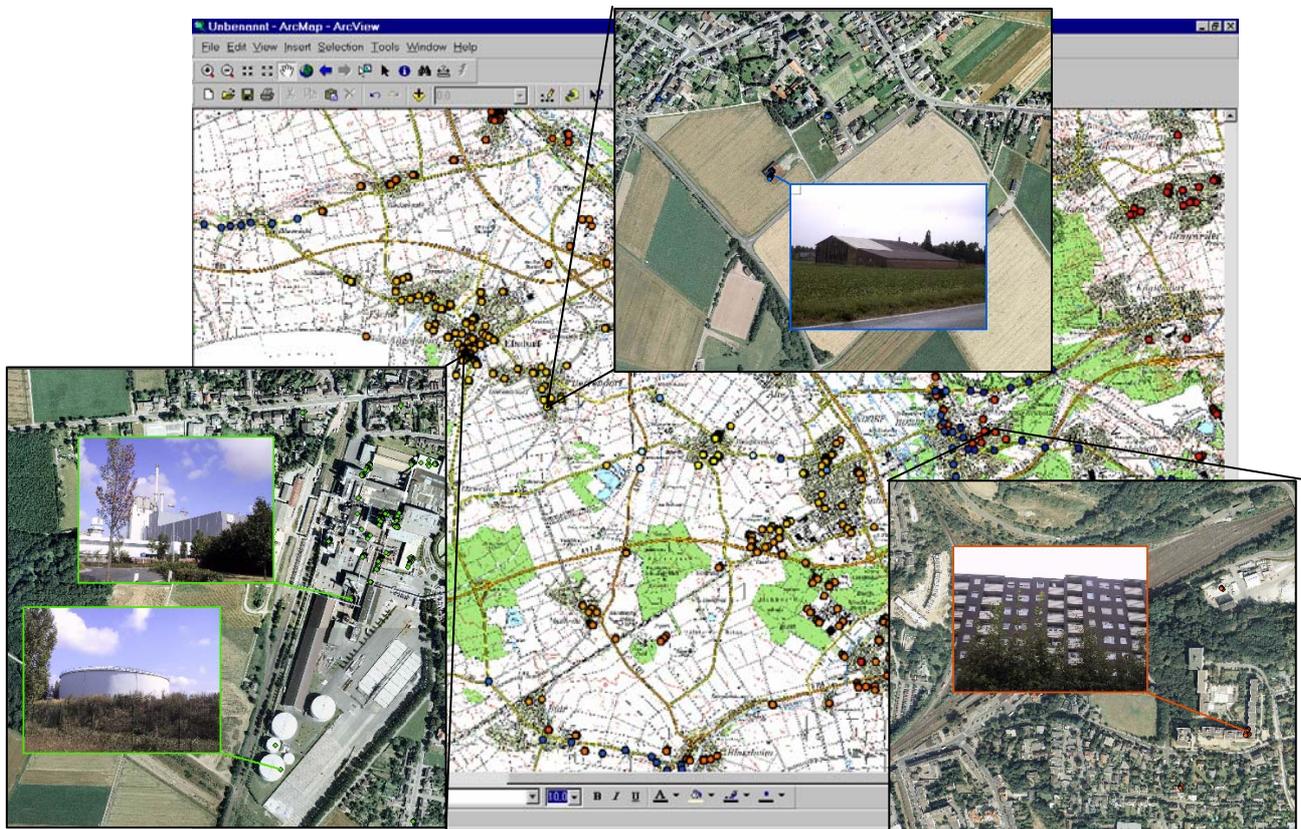


Abbildung 32: Identifizierung der Permanent Scatterer, mit Hilfe von topographischer Karte (1:50.000) und Luftbildern konnten die Permanent Scatterer Punkte im Gelände identifiziert werden. Neben industriellen Anlagen konnten so auch Wohngebäude sowie einzeln stehende landwirtschaftliche Gebäude als langzeit-stabile Reflektoren erkannt werden.

Die Punktdaten werden mit Hilfe der Kriging Methode³ in eine flächenhafte Darstellung interpoliert. Die Kriging Methode hat im Vergleich zu herkömmlichen Interpolationsverfahren die Fähigkeit, den Grad der räumlichen Verteilung einer Variablen mit in das Verfahren einzubeziehen. Die Schätzung wird damit optimiert. Informationen über diese räumliche Verteilung liefert das Semivariogramm (Abbildung 33). Da das Semivariogramm eine Entfernungsfunktion ist, ändern sich die Gewichtungen der Variablen mit der Distanz zu anderen Datenpunkten. Außerdem bietet das Kriging-Verfahren eine Fehlerschätzung und -optimierung. Die gewichtete Interpolation mit Kriging erlaubt ein optimales Filtern (Herausnehmen der Ausreißer).

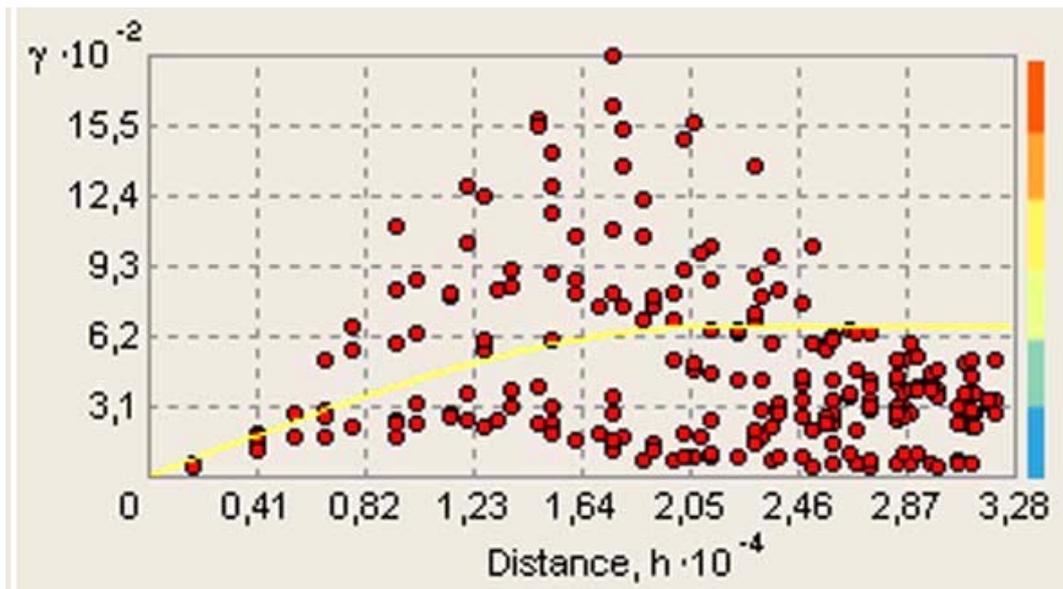


Abbildung 33: Semivariogramm der Permanent Scatterer Interpolation, zeigt die maximale Entfernungshängigkeit zwischen den Punkten von 670 m. Das bedeutet, dass die Bewegung an Punkten, die mehr als 670 m voneinander entfernt sind, nicht korreliert ist.

Die beiden interpolierten Karten aus (Abbildung 34) zeigen Deformationen im Untersuchungsgebiet mit einer elliptischen Ausbreitung um ein Senkungszentrum mit der höchsten Absenkungsrate. Nach außen hin verringern sich die Senkungsgeschwindigkeiten bis hin zu einer leichten Hebungstendenz, die wahrscheinlich größtenteils tektonisch bedingt ist (siehe Kapitel 2.6).

³ Kriging ist eine Interpolationstechnik, die die zusätzlichen Informationen aus der räumlichen Korrelation der Messdaten untereinander benutzt, um zu einer besseren Schätzung zu gelangen. Bei dieser Methode verläuft die Fläche, anhand der unbekannte Werte interpoliert werden können, genau durch vorhandene Datenpunkte. Die Kriging Methode verträgt dabei auch unregelmäßig verteilte Messpunkte. So werden beispielsweise Gewichte von geclusterten Messpunkten auf weiter entfernte, aber weniger redundante platzierte Messpunkte verteilt.

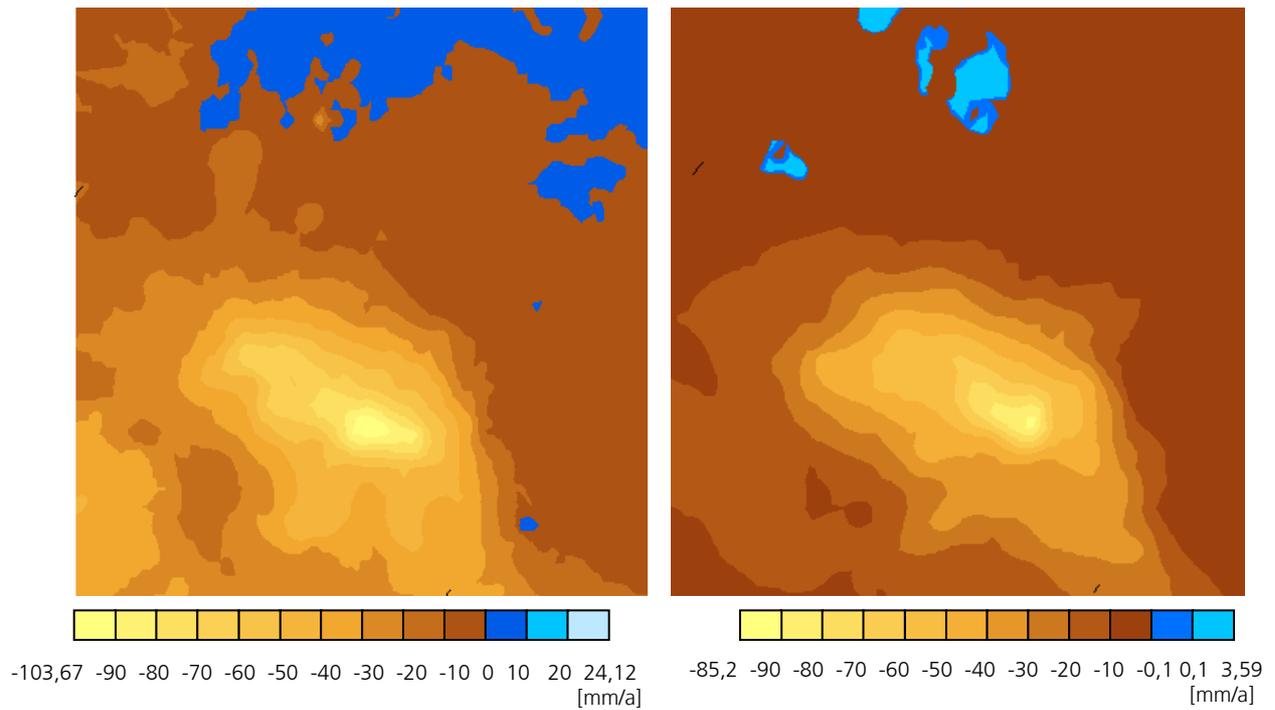


Abbildung 34: Interpolation der Datensätze. Links: Interpolierte Karte der aus den Permanent Scatterern ermittelten Bewegungsraten, rechts: Interpolierte Karte der Raten aus den Höheninformationen der Nivellements. In beiden Karten zeigt sich ein ähnlicher Absenkungsrichter mit einer NW-SE Längsausdehnung. Die Bewegungsraten unterscheiden sich bei den Hebungstendenzen, die maximalen Senkungsraten differieren um ca. 8 mm/a.

5.3. Validierung der Permanent Scatterer Messungen

Als Einleitung der Gegenüberstellung von Permanent Scatterern und Nivellementsdaten wurde in einem ersten groben Vergleich die Anzahl der Messpunkte von Nivellements und PS in einem bestimmten Gebiet (3 x 3 km) miteinander verglichen (Abbildung 35).

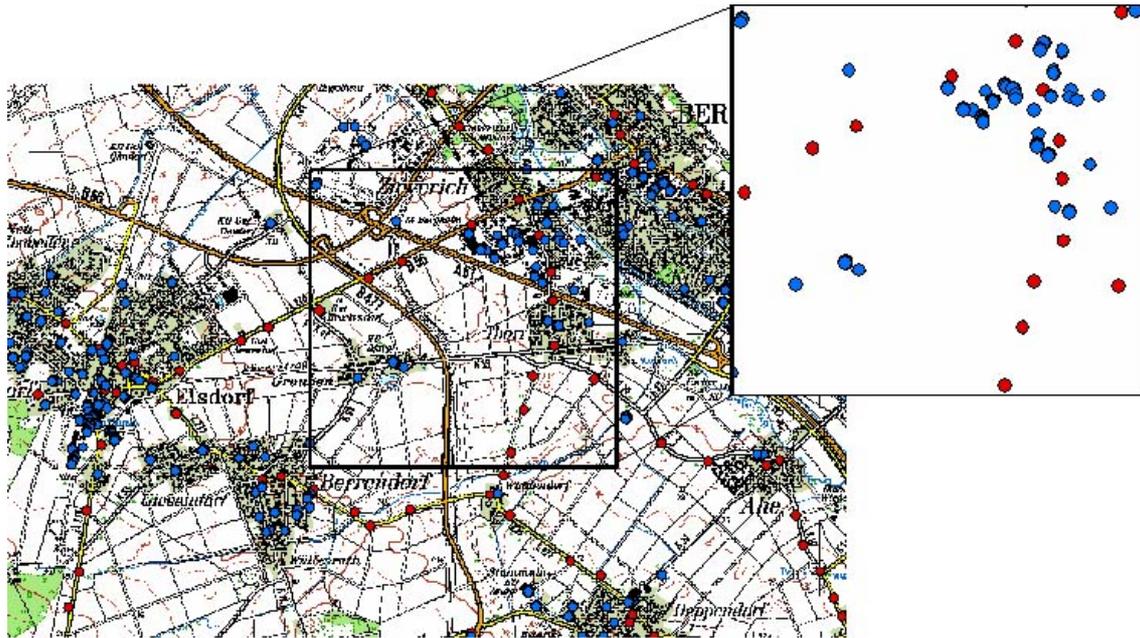


Abbildung 35: Ausschnitt aus dem Arbeitsgebiet mit der Anzahl der Messpunkte, Größe 3 x 3 km, Anzahl der Nivellements (rot) 14 Messpunkte, Anzahl der Permanent Scatterer (blau) ca. 30.

Trotz des Phänomens, dass auf einem Gebäude mehrere PS zu finden sind (Clusterbildung), erreichen die PS bei einer groben Abschätzung eine meist 10-fach höhere Anzahl gegenüber den Nivellementpunkten. Die Verteilung ist bei den PS überwiegend abhängig von anthropogenen Strukturen. Das bedeutet aber auch, dass der genannte Faktor 10 bei der Zahl der PS gegenüber der der Nivellements mit dem Arbeitsgebiet variiert. In stark besiedelten Gebieten ist die Anzahl der PS wahrscheinlich wesentlich höher, in unbesiedeltem Gebiet niedriger als die Zahl der Nivellementsmesspunkte. Die Bodenmessungen richten sich meist nach Straßenzügen und müssen gut zugänglich sein.

Um später zu einer objektiven Bewertung des Permanent Scatterer Verfahrens beizutragen, soll an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass das Untersuchungsgebiet für die Permanent Scatterer Technik wohl ausgesucht wurde. Wie an einigen Anwendungsbeispielen (Kap. 4) gezeigt wurde, kann sich sowohl die Art und Geschwindigkeit als auch die räumliche Position und Ausdehnung der Bewegungen problematisch auf die Prozessierung und Interpretation der PS Ergebnisse auswirken. Aus diesem Grunde wurde im Voraus ein Gebiet mit großräumigen und relativ konstant zu erwartenden Senkungserscheinungen, wie das Gebiet der Niederrheinischen Bucht, gewählt.

In weiteren Vergleichen sollen nun im folgenden Kapitel die Ergebnisse der verschiedenen Methoden näher beleuchtet werden.

5.4. Genauigkeitsanalyse und Fehlergrenzen

Radarinterferometrie

Sowohl bei der klassischen Radarinterferometrie als auch bei der Permanent Scatterer Technik treten systematische Fehler auf. Deshalb geht es in diesem Kapitel um die Quantifizierung der verschiedenen Einflüsse wie

- Orbitfehler
- Atmosphäre
- unmodellerte Topographie

So genannte Orbitfehler in den interferometrischen Phasen, die durch leichte Positionsabweichungen von der Satelliten Orbitposition entstehen, sind u.a. abhängig von der Topographie und nehmen mit steigenden Höhenunterschieden zu. Effekte unterschiedlicher Erdschwere auf die Satellitenbahnposition können nicht ausgeschlossen werden, sind aber zu klein (Millimeterbereich) im Gegensatz zur Orbitgenauigkeit (Zentimeter bis Meter), um ins Gewicht zu fallen. Da das Untersuchungsgebiet lediglich Höhenunterschiede von maximal 168 m aufweist, ist der Einfluss von Topographie-bedingten Orbitfehlern für das Testgebiet als unkritisch zu betrachten. Darüber hinaus würde man einen linearen Phasentrend über das gesamte Bild beobachten [105], der in den vorliegenden Interferogrammen nicht auftritt. Eine Verwechslung von Atmosphärensignal und Bewegung kann im vorliegenden Fall ebenfalls ausgeschlossen werden, da Form und Ausrichtung der Fringes sich in den Interferogrammen exakt wiederholen. Dennoch können kleinere überlagernde Effekte auftreten. Ein Kriterium, das in zahlreichen interferometrischen Untersuchungen herangezogen wird, um troposphärische Artefakte aufzufinden, ist die Tendenz solcher Phänomene in nur einigen speziellen Interferogrammen, die sich eine Szene teilen, vorzukommen [60]. Zwischen Zeitintervallen von mindestens 35 Tagen ist es jedoch äußerst unwahrscheinlich, dass räumlich gleiche meteorologische Verhältnisse vorherrschen.

Genauer können die Störeinflüsse bei den Permanent Scatterern angenähert werden. Hier wird zunächst der Atmosphärenfehler der Masterszene geschätzt und die Näherung subtrahiert. In einem späteren Filterschritt wird dann noch einmal ein Teil der Näherung, die Restatmosphäre, geschätzt (siehe Kap. 3.2). Sie liegt zwischen -5,28 und 3,68 mm. Einflüsse bedingt durch Rauschen wurden mit Hilfe des Filters auf -8,72 bis 8,63 mm geschätzt. Die Störfaktoren, die mit Hilfe des Dreieck-Hoch- bzw. Tiefpassfilter voneinander getrennt wurden und voneinander unabhängig sind, können von der residuellen Phase abgezogen werden. Letztlich erhält man eine Näherung der linearen Deformation, mit der die Näherung der nicht-linearen Komponente verglichen werden kann. Die Genauigkeit der Näherungen nimmt allerdings mit wachsender Distanz von den Referenzpunkten des Netzwerkes ab.

Eine gute Einschätzung der Genauigkeit der Deformationsraten gibt der Vergleich mit dem berechneten Topographiefehler. Fällt dieser Fehler relativ hoch aus, kann auch die Schätzung der

Deformation vor der Korrektur des Topographiefehlers an dieser Stelle als unsicherer angenommen werden. Nach Abzug des topographiebedingten Fehlers wird die Schätzung zwar korrigiert, die Bewegungsschätzung an sich bleibt aber an den Stellen größerer Differenzen zwischen geschätzter Topographie und verwendetem DEM unsicherer.

Abbildung 36 zeigt den Topographiefehler für die geschätzten Permanent Scatterer. Der Bereich des Absenkungstrichters hat hierbei nur einen maximalen Höhenfehler von 5 mm. Der Bereich südwestlich des Senkungstrichters hat nur dort größere Ungenauigkeit von bis zu 10 mm in der Höhe, wo weniger Datenpunkte vorhanden sind. Dies gilt auch für den Bereich auf der Köln Scholle, nordöstlich der Senkung. Dennoch liegt auch hier der Höhenfehler zu 95% bei maximal 10 mm. Für den gesamten Absenkungsbereich lässt sich hiernach eine sehr gute Näherung der Deformationsschätzung vorhersagen.

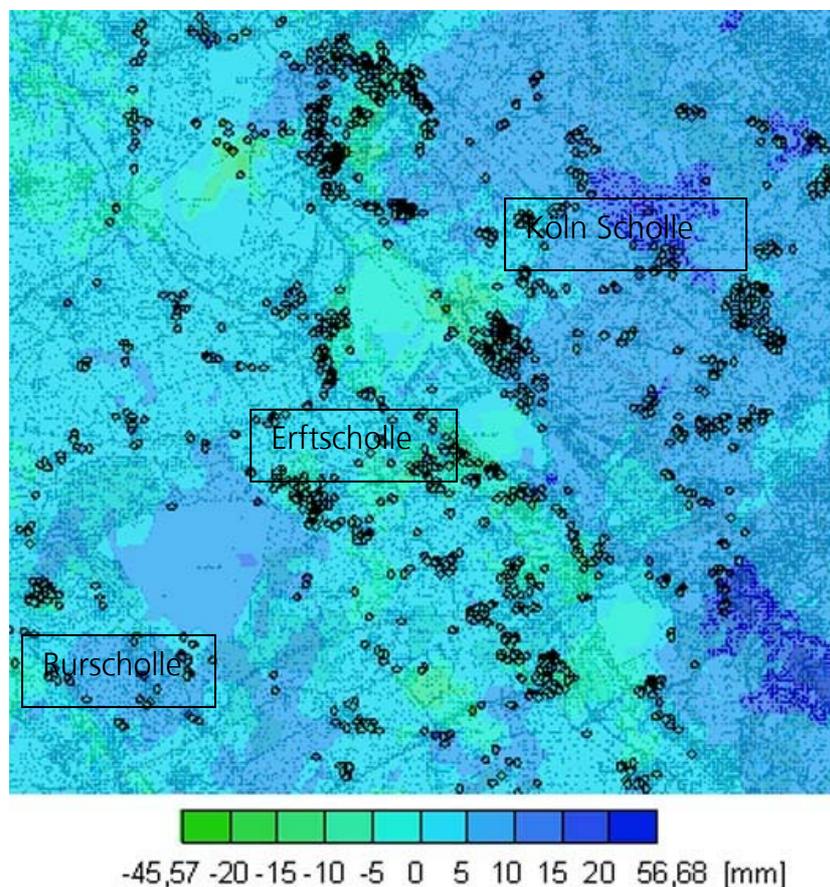


Abbildung 36: Interpolierte Karte des geschätzten Topographiefehlers, die Abweichungen zwischen vorgegebenem DEM und geschätzter Höhe an den PS liegen im größten Teil des Arbeitsgebietes bei ± 10 mm. Besonders geringe Fehler treten im Bereich des Absenkungstrichters (Bildmitte) auf.

Vom PS System selber wurde ein Genauigkeitswert für die relative Deformationsschätzung mit 0,3 mm/a angegeben. Ein ähnlicher Wert wird auch in COLESANTI ET AL. [15] für die Schätzergenauigkeit angegeben. Allerdings bezieht sich dieser Wert auf die sogenannte „innere“ Genauigkeit des Sys-

tems, d.h. auf die relativen Schätzungen innerhalb der Nachbarschaft zu anderen PS in dem Referenznetzwerk. Die „äußere“ Genauigkeit ist auf Grund potentieller Fehlereinflüsse wie z.B. durch die Annahme eines linearen Bewegungsmodells oder die Referenzierung der Daten auf einen als stabil angenommenen Referenzpunkt, als geringer anzusetzen. Dieser Punkt wird in einem späteren Abschnitt („Diskussion der Überschätzung der Bewegungsraten der Permanent Scatterer“) noch einmal ausführlich diskutiert. Der Wert für die „äußere“ Genauigkeit der PS Schätzung wird grob auf 3-5 mm geschätzt.

Nivellements

Die Genauigkeit von Nivellements hängt von verschiedenen Einflüssen wie Personen-abhängigen, instrumentellen, topographischen und atmosphärischen Faktoren ab. Da der Höhenunterschied zwischen zwei Festpunkten sich aus zahlreichen Einzelmessungen zusammensetzt, muss der Fehlerfortpflanzung besondere Beachtung geschenkt werden. Die wichtigsten Fehlerquellen sind nach W. TORGE [92]:

Die Nivellement-Refraktion, die hauptsächlich vom vertikalen Temperaturgradienten abhängt. Der unregelmäßige Anteil wie Flimmern wirkt sich als zufälliger Einstellfehler aus ($\pm 0,01$ mm bei bedecktem Himmel). Einseitig wirkende Einflüsse treten besonders bei größeren Geländeneigungen und in Bodennähe auf ($0,01-0,1$ mm/1 m Höhenunterschied). Durch eine Refraktionskorrektur können diese Fehler erfasst werden.

Vertikale Bewegungen des Instrumentes und der Latten. Sie hängen vom Untergrund und der Art der Aufstellung ab, Bewegungen von $0,01-0,1$ mm/Standpunkt sind möglich.

Horizontierfehler des Instrumentes, die instrumentell durch Einstellungsunsicherheiten der Libelle bzw. des Kompensators sind. Hierbei können die Fehler $< 0,01-0,3$ mm/Standpunkt betragen. Justierfehler verursachen bei einspielender Libelle oder freischwingendem Kompensator eine Abweichung der Ziellinie von der Horizontalen, sie wirken sich bei Aufstellung des Instrumentes in strenger Mitte zwischen den beiden Nivellierlatten nicht aus.

Horizontierfehler der Messlatte (Lattenschiefe). Durch Justieren der sog. Dosenlibelle (siehe Kap. 1.1.2) und sorgfältige Lotrechtstellung lassen sich zufällige und regelmäßige Fehler genügend klein halten.

Lattenteilungsfehler, Maßstabsfehler werden durch regelmäßige Eichung erfasst und durch Korrektur berücksichtigt. Der unregelmäßige Anteil bleibt i.a. $< 0,01$ mm.

Die gezeitenbedingten Lotschwankungen. Sie verursachen zeitabhängige Neigungen der Visurlinie, welche sich aus der tangentialen Gezeitenkomponente durch Reduktion auf die Richtung des Nivellementsweges ergeben.

Zur Reduzierung der einseitigen Fehlereinflüsse werden die Feinnivellements in Hin- und Rückmessung und unter verschiedenen meteorologischen Verhältnissen durchgeführt. Die zulässige Abweichung (Z_s) des Hin- und Rücknivellements zwischen zwei aufeinander folgenden Nivellementpunkten wird vom Landesvermessungsamt NRW mit folgender Formel angegeben:

$$[10] \quad Z_s = \pm (0,5s + 1,5\sqrt{s})$$

mit s = Streckenlänge in km (im Landesnetz = 1. Ordnungs-Genauigkeit)

Hieraus ergibt sich eine maximal zulässige Abweichung von 2 mm/km. Die mittlere Genauigkeit der Messungen in 1. Ordnung wird von W. TORGE [92] mit $\pm 0,3-1,0$ mm/km angegeben. Die Messungen finden wie bereits in Kap. 1.1.2 erwähnt als „kleines“ alle 2 Jahre (heute alle 3 Jahre), „mittleres“ alle 4 Jahre (heute alle 3 Jahre) und „großes“ alle 8 Jahre (heute alle 6 Jahre) Nivellement statt. Möchte man diese Daten in einer Analyse zusammenfassen, muss man berücksichtigen, dass die Messnetze sich räumlich unterscheiden. Es werden nicht die gleichen Punkte beispielsweise bei einem „kleinen“ Nivellement gegenüber einem „großen“ Nivellement vermessen und es werden auch nicht die gleichen Anschlusspunkte, in denen die Messungen eingehängt werden, genutzt. Dieser Umstand birgt eine Vergrößerung der Fehlereinträge in sich. Darüber hinaus muss an den Anschlusspunkten regelmäßig ein sogenannter „Diagnoseausgleich“ vorgenommen werden. Dieser dient dazu herauszufinden, ob Anschlusspunkte unversehrt geblieben sind, d.h. ob die Punkte noch verlässliche Höhenangaben liefert. Die „äußere“ Genauigkeit, also die Genauigkeit der Anschlusspunkte, wird mit einem groben Wert von mindestens 3-4 mm/ Messzeitraum angegeben. Wie neueste Analysen des Landesvermessungsamtes ergeben haben liegt der äußere Bereich des „großen“ Leitnivellements in der Eifel noch innerhalb des von der Oberflächenabsenkung betroffenen Gebietes. Derzeit wird geprüft, ob dies einen signifikanten Effekt auf die Höhenmessungen der Nivellements hat.

KLOSTERMANN ET AL. [51] zeigte mit einer Genauigkeitsuntersuchung des ihm zugrunde liegenden Höhenmessungsmaterials, dass Höhenänderungen in der Regel erst dann signifikant mit den Bodenmessungen nachgewiesen werden können, wenn sie größer als 5-10 mm sind. Somit wären die Angaben geringerer Deformationen nicht verlässlich. Insgesamt ist die „innere“ Genauigkeit (Nachbarschaftsgenauigkeit) der Nivellements sehr hoch anzusetzen. In der „äußeren“ Genauigkeit spiegelt sich jedoch der gesamte Fehlerhaushalt der Nivellements mit seinen zufälligen und systematischen Anteilen wieder [51]. Nach B. VARNHAGEN [95] wird der relative Fehler bezogen auf die Setzungsgrößen umso kleiner je größer die Setzungen sind.

5.4.1. Vergleichstest

Die Betrachtung der Nivellementdaten zeigen überwiegend lineare Bewegungen. Es gibt aber auch eine zeitlich nicht-lineare Bewegungskomponente im Untersuchungsgebiet. Auch die PS besitzen eine z.T. größere nicht-lineare Bewegungskomponente. Um die Permanent Scatterer Messungen

zu validieren und eine Aussage über die Gültigkeit des angenommen linearen Absenkungsmodells zu treffen, werden im Folgenden die Bodendaten und die Satellitendaten einander gegenüber gestellt. Hierbei sollte erwähnt werden, dass die Referenzpunkte des Permanent Scatterer Netzwerks und die des Nivellementnetzes nicht die gleichen Punkte sind. Auch liegen wie bereits in Kap. 1.1.2. erläutert unterschiedlich große Leitnivellements (kleine, mittlere und große Messnetze) mit verschiedenen Aufhängepunkten vor. Dies kann zu leichten Unterschieden ($< 1\text{mm/a}$, geschätzt auf Grund von Tests der Auswirkungen unterschiedlicher Referenzpunkte des PS Netzwerks auf die PS Messungen) in der Feinabstimmung zwischen PS und Nivellements führen. Der Vergleich der Messungen mittels Permanent Scatterer Technik und Nivellement ist daher eine adequate Methode die PS Technik zu validieren und zu bewerten. Darüber hinaus wird die Näherung der nicht-linearen Bewegungsanteile einer genaueren Betrachtung unterzogen. Zum Schluss sollen diese und die vorangegangenen Betrachtungen zu einer Bewertung der Verfahren dienen.

Betrachtung des Verhältnisses von Phasensignal zu Rauschsignal (SNR)

Wie in Kapitel 3.2 beschrieben wurde mit Hilfe von Hoch- und Tiefpassfiltern die residuelle Phase näherungsweise in ihre 3 Anteile zerlegt. Neben der linearen Deformationsrate sind dies, 1. die nicht-lineare Deformation, die eine komplexe, statistisch fluktuierende Bewegung darstellt, die keinen Mittelwert besitzt, 2. Rauschen und 3. die Restatmosphäre. Dem Filter liegt dabei das lineare Modell der geschätzten Bewegungsraten zu Grunde, d.h. wieder wird das lineare Modell als Annahme herangezogen und nicht-lineare Bewegungen können nur in Abhängigkeit dazu ermittelt werden. Dies bedeutet für große ($\leq 2\pi$) nicht-lineare Deformationen, dass sie auf diese Weise nicht korrekt nachgezeichnet werden können und weitere Annahmen zu Grunde gelegt werden müssen. Da jedoch die aus den Nivellementdaten berechneten Deformationen erste Hinweise auf die lineare Tendenz der Bewegung liefern, wurden die Filter auf Basis der linearen Näherung auf die Residuen angewendet.

In Abbildung 37 sind die Näherungen des linearen Trends (lila), des nicht-linearen Bewegungsanteils (gelb), der Restatmosphäre (blau) und des Phasenrauschens (pink) dargestellt. Die Atmosphärenanteile liegen bei den 50 folgenden Punktvergleichen zwischen maximal $-14,12\text{ mm}$ bis $+9,61\text{ mm}$. Dabei beträgt bei 12% der untersuchten Punkte der Einfluss der Atmosphäre 0 mm , bei 95% liegt er bei $\pm 3\text{ mm}$. Durchschnittlich beträgt der Einfluss der Atmosphäre $-0,113\text{ mm}$. Der Rauschanteil an der Phase liegt unwesentlich höher als der Atmosphärenanteil mit maximal Werten in den 50 Punktvergleichen von $-18,45\text{ mm}$ und $+19,50\text{ mm}$. Bei lediglich 2% beträgt der Rauschanteil 0 mm , bei 79% $\pm 3\text{ mm}$ und bei 95% $\pm 7\text{ mm}$. Der Mittelwert des Rauschbeitrags an der Phase liegt bei $-0,018\text{ mm}$. Das ist wie erwartet und in Kap. 3.2 beschrieben der wesentlich geringere Anteil im Vergleich zu der Näherung der nicht-linearen PS-Werten.

Die Abweichung von Atmosphäre und Rauschen zeigen auch über die Zeit betrachtet (innerhalb von Jahresintervallen) keine signifikanten Veränderungen. Die Effekte sind anscheinend als gleichmäßiges Rauschen über die Interferogramme (über die Zeit und die Messpunkte) verteilt.

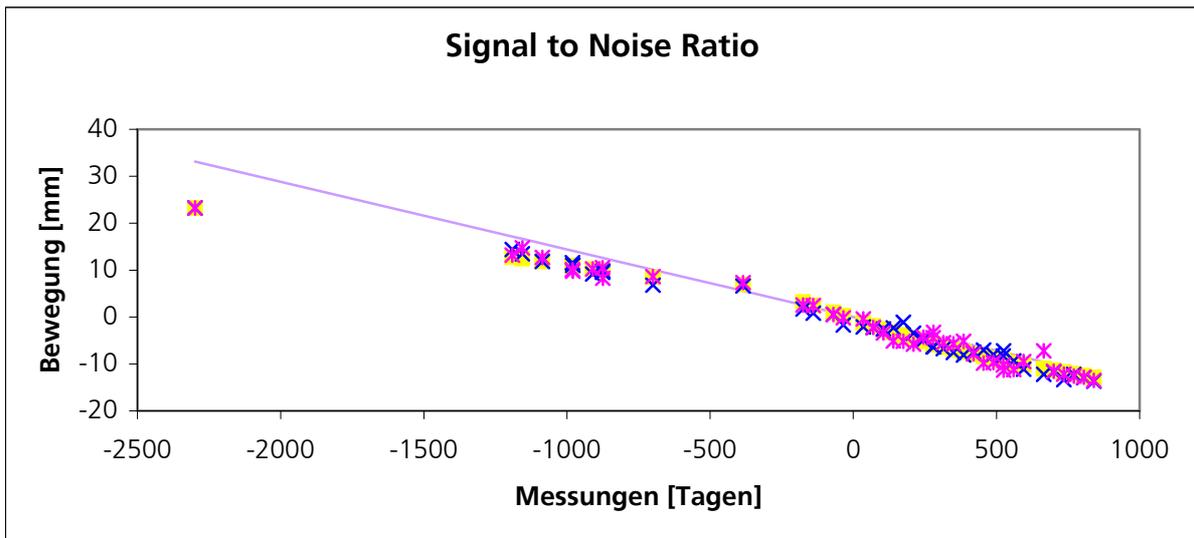


Abbildung 37: Darstellung der genäherten Phasenanteile an einem Permanent Scatterer Punkt. Die Näherungen der linearen Bewegungskomponente ist in lila, der nicht-linearen Bewegungsanteile in gelb, der Restatmosphäre in blau und des Phasenrauschens in pink dargestellt.

Vergleich an Punkten

Da die Position von Permanent Scatterern und Bodenmessungen nie exakt übereinstimmen, werden in diesem Vergleich Bewegungen an Punkten mit einer maximalen Entfernung von 100 m gegenüber gestellt. Die Deformationsraten innerhalb dieses räumlichen Abstands zeigen vernachlässigbare Veränderungen (siehe Abbildung 33: Semivariogram, Entfernungsschwellwert 667 m), so dass man davon ausgehen kann, dass Unterschiede der gemessenen Bewegungen vor allem durch das Messverfahren zu erklären sind.

Abbildung 39 stellt die Zeit-Absenkungsdiagramme an den Nivellementpunkte und Permanent Scatterer Positionen zwischen 1989 und 2001 dar. Die Absenkungen sind absolut in Millimetern (Ordinate) angegeben. In den Graphen sind die aus den absoluten Höhenmessungen mittels Nivellements ermittelten Bewegungen (pink), die Näherung der linearen Deformationsrate der PS (dunkelblau) und die atmosphären- und rausch-korrigierten nicht-linearen Deformationswerte der PS (hellblau) abgebildet. Durch die Messungen über die Zeit wurde eine (Least-Squares)-Gerade gelegt und neben den geschätzten Bewegungsraten dargestellt (pinke Gerade für die Nivellements und graue Gerade für die nicht-linearen PS Werte). Die Absenkungsraten ergeben sich durch lineare Näherung für die nicht-linearen Werte und für die aus den Nivellements ermittelten Absenkungen aus der Steigung der angepassten Geraden. Die Fehlerbalken an den jeweiligen Punkten sind die Standardabweichungen von dem linearen Trend (den Geraden) sowohl der PS als auch der Nivellements. Insgesamt wurden diese Vergleiche für 50 Punkte angestellt (Abbildung 38).

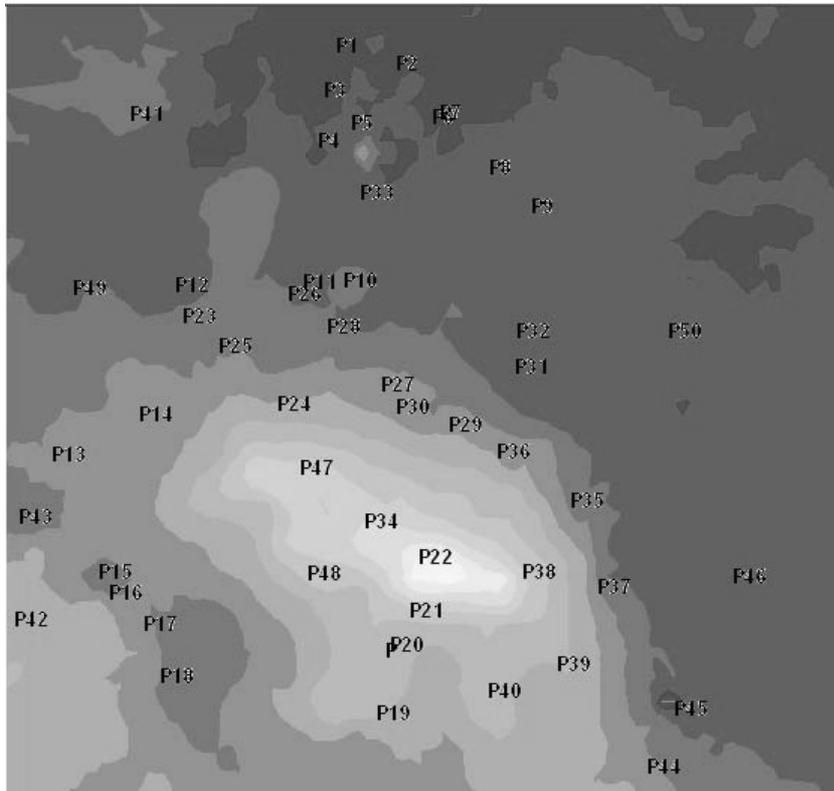
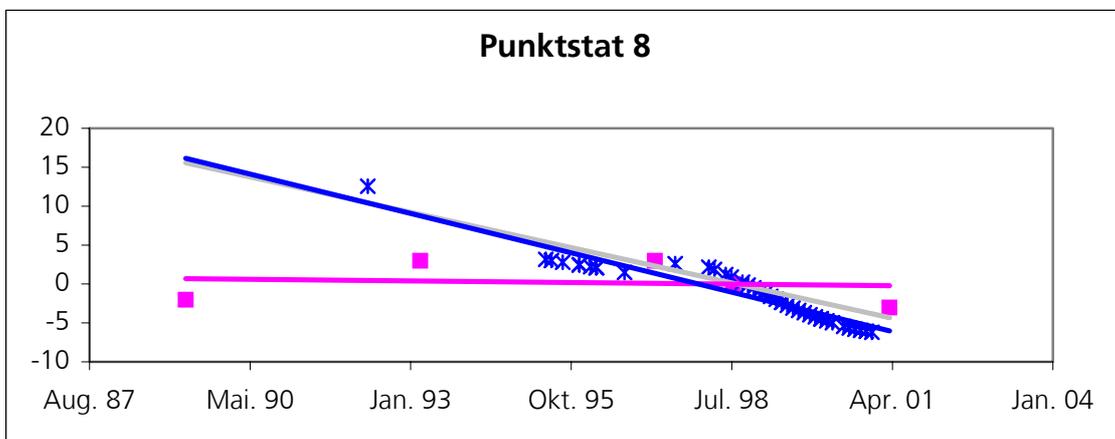
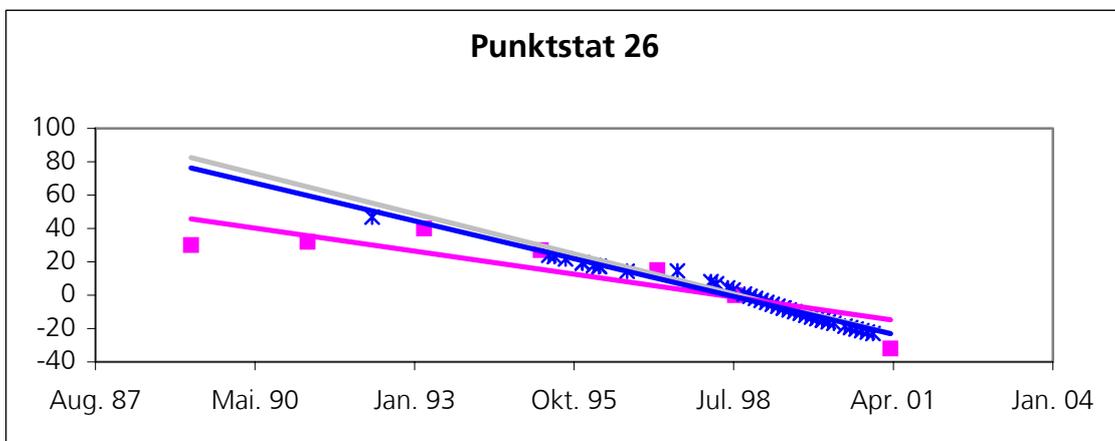
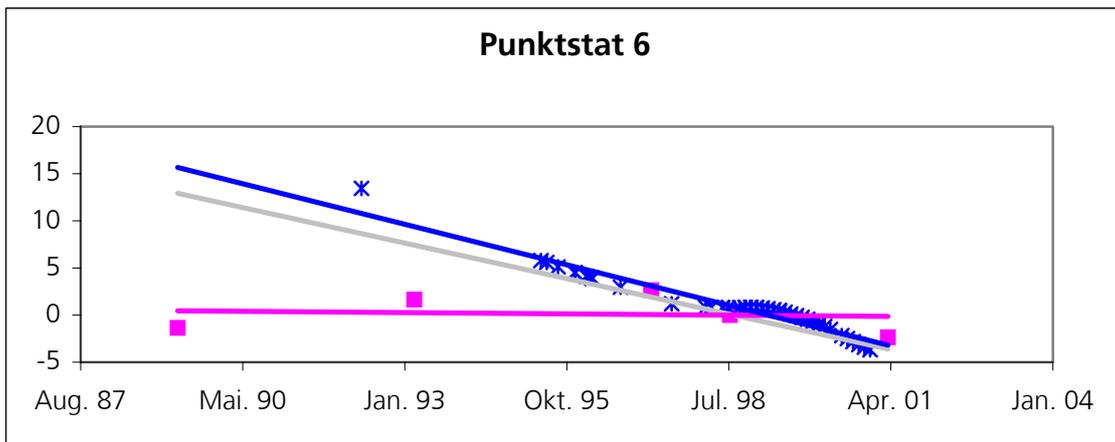
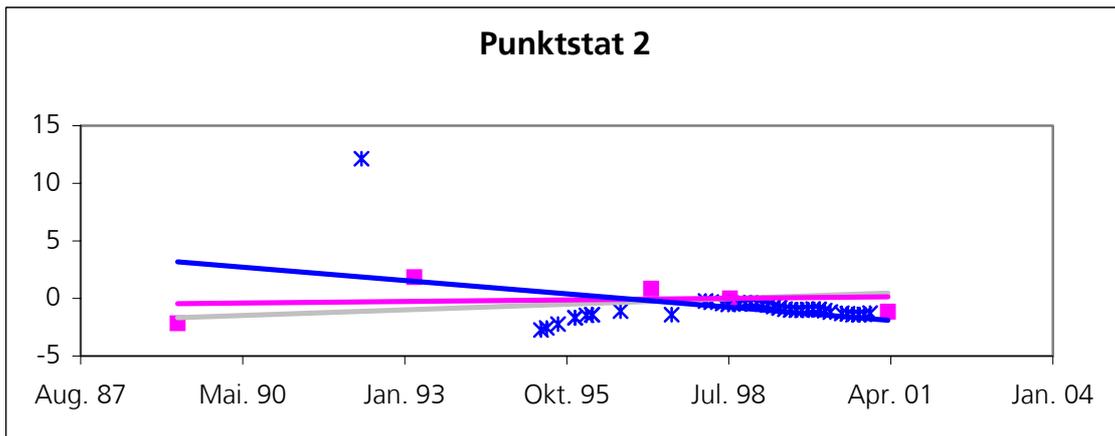


Abbildung 38: Übersicht der Punktanalysen im Arbeitsgebiet. Insgesamt wurden 50 nah bei einander liegende Punktmessungen (im Radius von max. 100 m) von Permanent Scatterern und Nivellementpunkten verglichen.

Bewegungsraten			Bewegungsraten			Bewegungsraten		
Nr.	[mm/a]		Nr.	[mm/a]		Nr.	[mm/a]	
	PS	Niv		PS	Niv		PS	Niv
1	0,52	-0,18	18	-10,06	-9,29	35	-16,03	-14,05
2	0,18	0,05	19	-37,61	-22,68	36	-35,42	-33,40
3	1,04	0,20	20	-45,92	-36,84	37	-24,96	-18,38
4	-0,20	-0,50	21	-47,86	-40,24	38	-66,52	-54,02
5	-0,63	0,35	22	-95,75	-89,97	39	-38,82	-36,79
6	1,38	-0,05	23	-14,83	-9,61	40	-46,84	-42,91
7	-0,22	-1,47	24	-35,72	-30,81	41	-10,63	-11,10
8	-1,66	-0,08	25	-18,56	-11,86	42	-37,57	-20,73
9	-0,61	0,16	26	-8,79	-5,09	43	-16,29	-5,39
10	-15,06	-11,41	27	-24,68	-20,16	44	-24,63	-21,04
11	-5,25	-0,26	28	-16,06	-5,75	45	-9,73	-4,72
12	-6,88	-3,46	29	-30,38	-28,85	46	-3,63	-0,39
13	-21,35	-14,66	30	-29,43	-25,74	47	-65,12	-55,91
14	-21,02	-13,45	31	-5,84	-3,19	48	-51,70	-40,50
15	-16,52	-9,22	32	-4,30	-2,75	49	-9,50	-5,68
16	-25,98	-15,66	33	-0,87	-0,82	50	-20,46	-8,75
17	-28,43	-14,81	34	-71,46	-60,70			

Tabelle 5: Ergebnisse der Punktvergleiche. In der Tabelle sind die an den PS und an den Nivellementspunkten ermittelten Bewegungsraten gegeneinander aufgetragen. Die maximale Differenz liegt bei 14 mm/a, die durchschnittliche Abweichung liegt bei 4,95 mm/a.



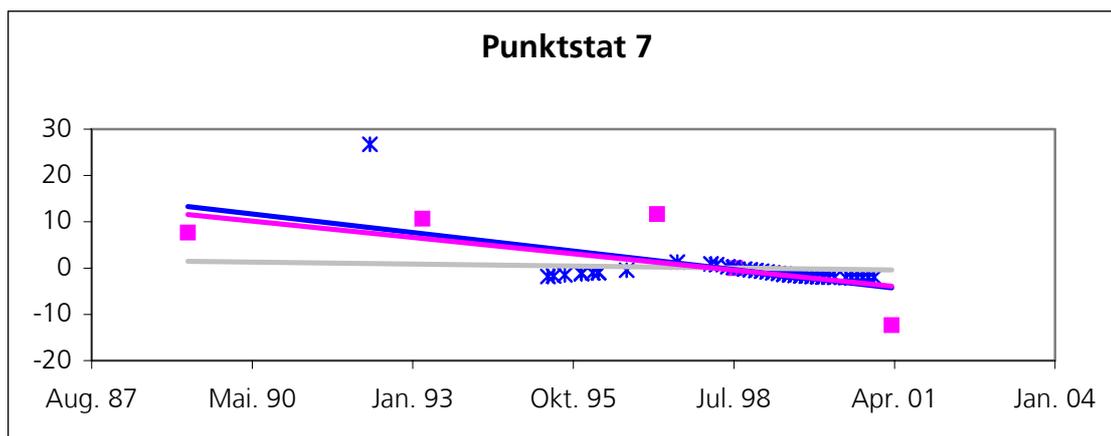


Abbildung 39: Vergleich an nah beieinander liegenden PS und Nivellement Punkten, die geschätzte PS Bewegungsrate ist grau dargestellt. Die Nivellementmesspunkte und die durch sie gelegten Geraden sind pink, die Näherung der nicht-linearen Bewegungsanteile mit dazu gehörenden Geraden sind blau markiert.

Betrachtet man den Verlauf der sich aus den Nivellements ergebenden Absenkungen, so fällt auf, dass an einigen Punkten, Punkt 2, 6, 7, 8, 11, 16, 18, 23 und 26, die Bewegung stark nicht-linear ist (Abbildung 39). Von 1989 bis April 1993 tritt zunächst eine Hebung auf, die dann in eine nahezu lineare Absenkung übergeht. Dieses Phänomen zeigen 9 von 50 Nivellementpunkten sehr deutlich und ca. 10 weitere Punkte deuten diesen Trend zumindest an. Auch die räumliche Verteilung dieser Punkte ist auffallend, diese Art der Bewegung tritt lediglich in den Randbereichen des Absenkungstrichters auf (siehe Abbildung 40). Auch B. VARNHAGEN [95] stellte mit einer Betrachtung der Bestimmtheitsmaße der Bewegungsbeobachtungen (als Grad der Übereinstimmung zwischen Beobachtungswerten) stark streuende Bestimmtheitsmaße im Randbereich des Absenkungsgebiets fest. Er führte dieses Phänomen auf die Fehlerhaftigkeit der Messwerte infolge des heterogenen Untergrundes in diesen Gebieten zurück.

Da die PS Daten zwischen 1992 und 1995 eine Datenlücke aufweisen, kann man nur mit Hilfe der genäherten Rate eine Aussage über den linearen Bewegungsablauf ab 1992 treffen. Es ist allerdings nicht möglich mit der Rate den nicht-linearen Bewegungsverlauf nachzuzeichnen. Somit sagen die geschätzten nicht-linearen Werte der PS auf Grund der fehlenden Daten primär etwas über die Bewegung der letzten Jahre aus.

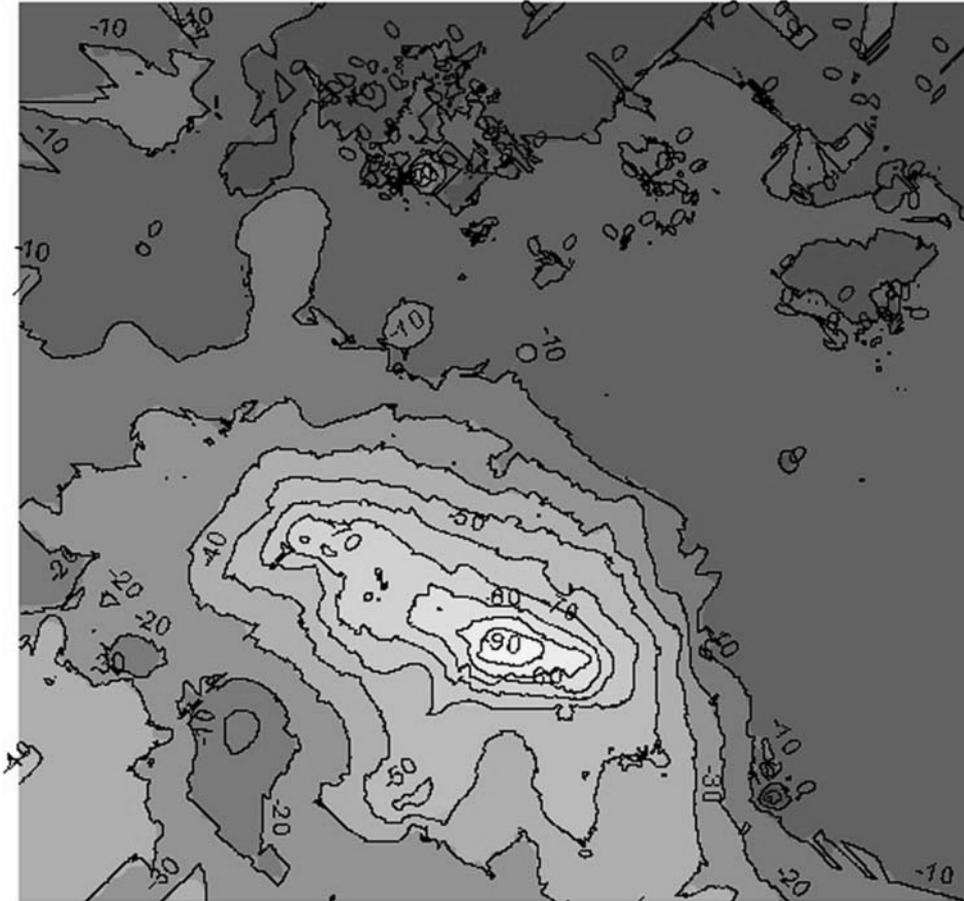
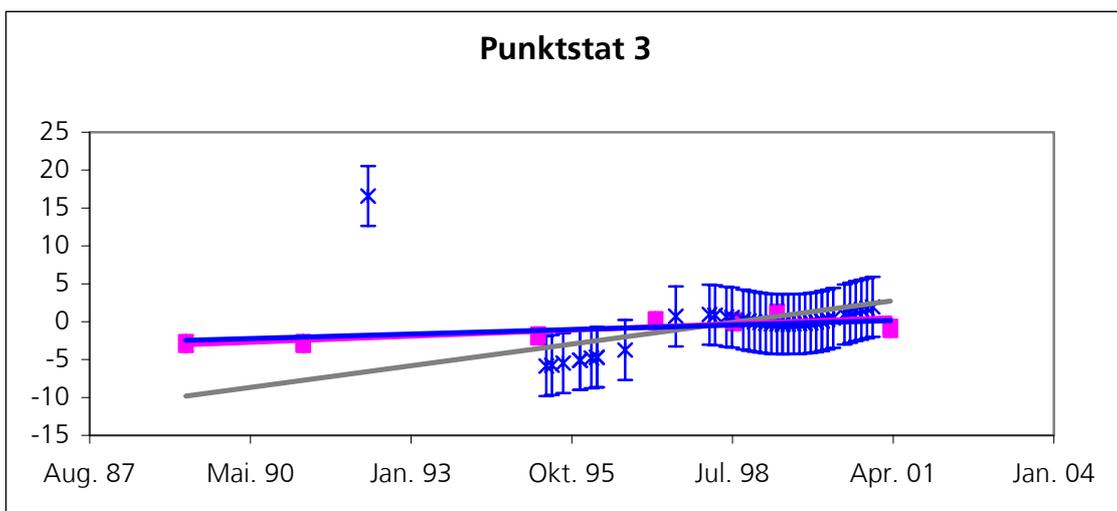


Abbildung 40: Konturen des Absenkungstrichter, die Linien gleicher Absenkungsraten weisen im Zentrum des Absenkungstrichters Werte um 90 mm/a Absenkung auf.



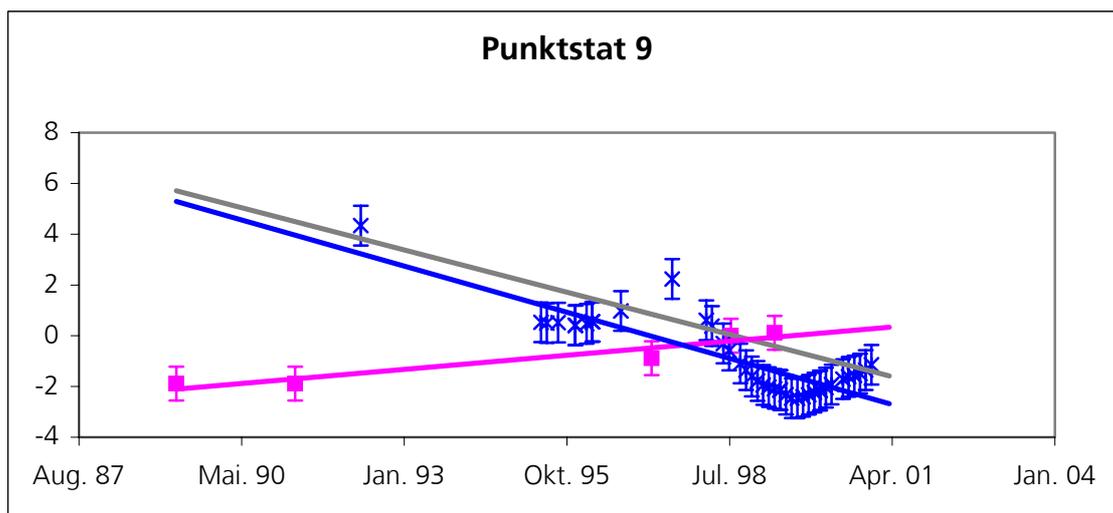
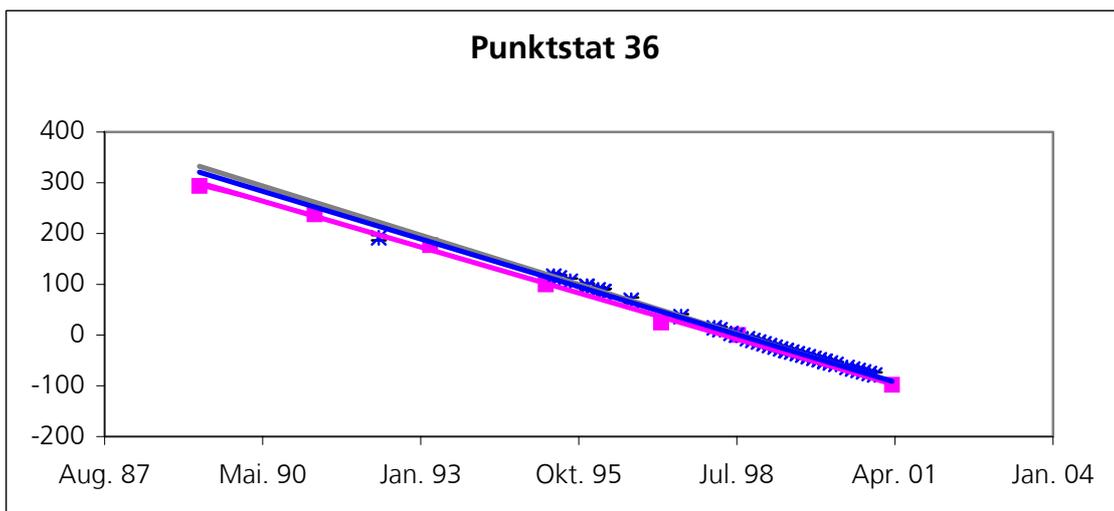
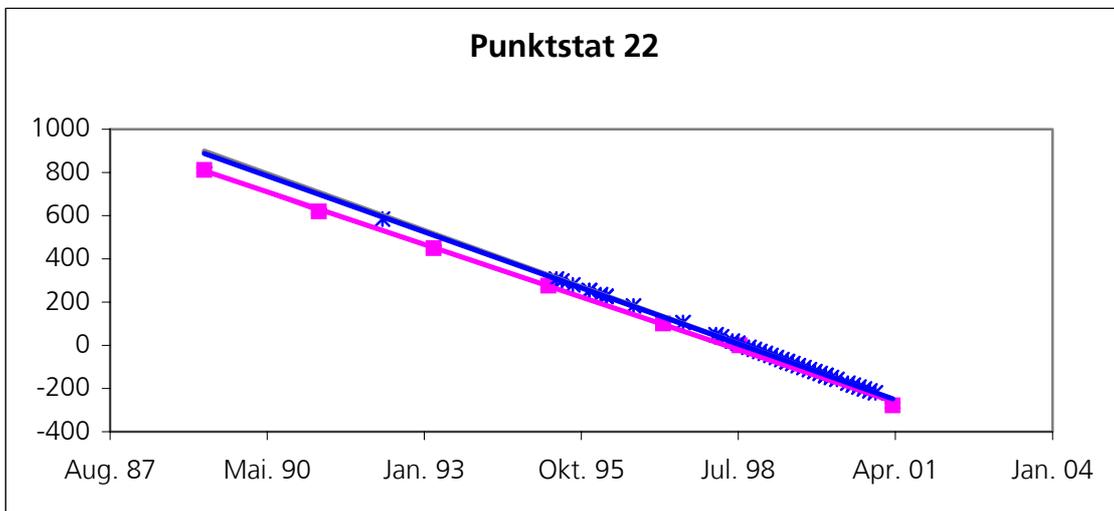
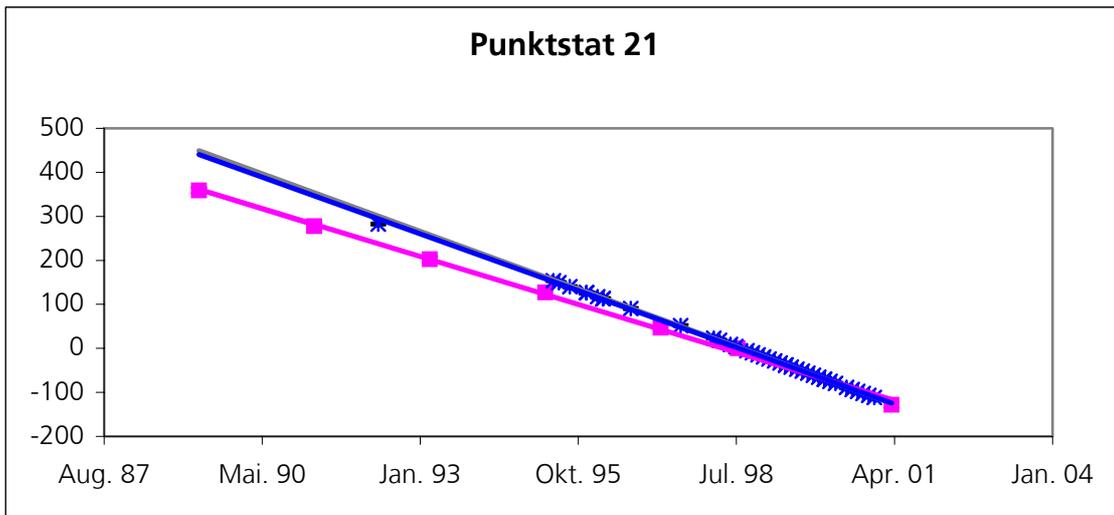


Abbildung 41: Punktvergleiche zwischen Permanent Scatterer- und Nivellement-Datensatz, die Hebungstendenzen stimmen nicht immer zwischen Nivellement- und Permanent Scatterer Messungen überein (siehe Punktstat 9).

Die Punkte 3 und 9 sind Beispiele für allgemeine, wenn auch sehr leichte, Hebungstendenzen in den Bodenmessungen (Abbildung 41). Während bei Punkt 3 die sich ergebenden Hebungsraten von Nivellement und PS gut übereinstimmen, gibt es bei Punkt 9 nur bis April 1999 Nivellementmessungen. Das heißt die Hebung kann nur bis 1999 nachgewiesen werden. Danach fehlen die Daten in den Bodenmessungen, um zu einer weiteren Aussage über den Bewegungsablauf kommen zu können. Bei der PS Technik verfügt man über eine gute zeitliche Auflösung zwischen 1995 und 2000. Der Bewegungsablauf in diesem Zeitraum lässt sich mit den PS wesentlich besser aufschlüsseln als mit den Nivellementmessungen. Die nicht-linearen Komponente an den PS Punkten zeigt dabei eine eher episodische Bewegung mit einer insgesamt Absenkungstendenz. Von Juni 1995 bis August 1997 zeigt sich eine leichte Hebung, die in eine Absenkungsbewegung übergeht und August 1998 einen Wendepunkt aufweist, der wieder zu einer leichten Hebung führt. Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass sich dieser gesamte Bewegungsverlauf innerhalb von wenigen Millimetern abspielt. Dennoch haben die PS hier auf Grund der Datendichte einen wesentlichen Vorteil in der zeitlichen Auflösung gegenüber den Nivellements.

Die übrigen Vergleiche zeigen die gleichen Bewegungstendenzen von PS und Bodenmessungen, wobei die aus den Nivellements abgeleiteten Deformationsraten meist leicht geringere Werte aufweisen als die aus den PS Messungen. Die Näherungen der Absenkungsraten der PS für lineare und nicht-lineare Bewegungen liegen exakt bis dicht beieinander (siehe Abbildung 42). Die geringe Abweichung der nicht-linearen von den linearen PS Raten ist auf die Rausch- und Restatmosphärenkorrektur zurückzuführen und zeigt keine signifikanten Unterschiede. Das für die PS Methode angenommene lineare Bewegungsmodell wird trotz geringerer Anzahl an Messdaten durch den Vergleich mit den Nivellements von 30 von 50 Analysen bestätigt. Es gibt nur geringe Abweichungen, somit liegt eine gute Näherung der Deformationen vor.



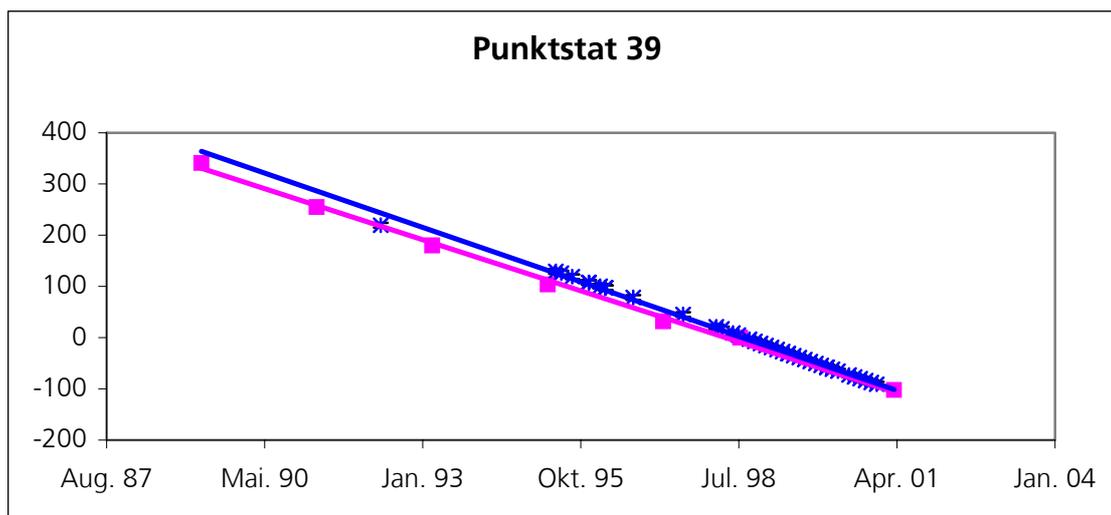


Abbildung 42: Punktvergleiche zwischen Permanent Scatterer- und Nivellement-Datensatz mit linearem Trend

In Abbildung 43 sind die gemessenen Bewegungsraten aus den Nivellements (Abszisse) gegen die Raten der PS (Ordinate) aufgetragen. Die Gerade mit dem Schnittpunkt im Ursprung stellt exakt gleiche Raten der Satelliten- und Bodenmessungen dar. Wie man sehen kann, liegen die Werte unterhalb dieser Geraden, was eine systematische Überschätzung der Bewegungsraten der PS andeutet. Dieses Phänomen kann jedoch erklärt werden und soll später noch diskutiert werden. Zusätzlich sind als Fehlerbalken die Standardabweichungen der Deformationsraten abgebildet. Die Abweichungen schwanken zwischen Werten von 0,03-2,05 mm/a und fallen deshalb kaum ins Gewicht.

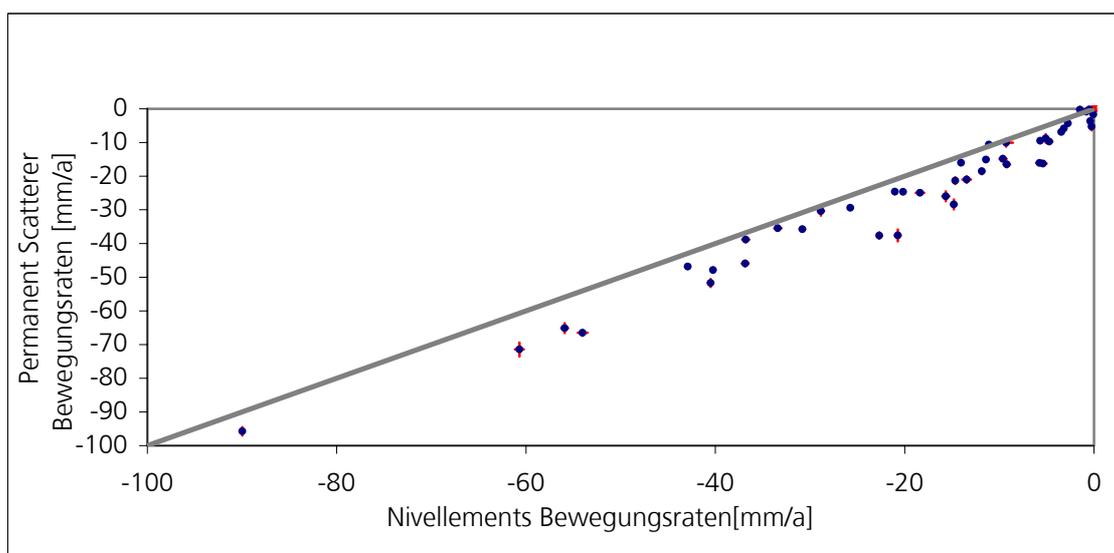


Abbildung 43: Graph der aus Nivellementmessungen ermittelten Bewegungsraten gegenüber den mit dem PS Verfahren ermittelten Raten. Die aus beiden Methoden ermittelten Bewegungsraten gegeneinander aufgetragen ergeben auf den ersten Blick eine Überschätzung der PS Bewegungsraten.

Vergleich von Nivellements und Permanent Scatterern an Profillinien

Mittels Interpolation der Punktdaten mit dem Kriging Verfahren können die Ergebnisse entlang ausgewählter Profile einem weiteren Vergleich unterzogen werden. Es wurde darauf geachtet, dass die Profillinien (Abbildung 44) sowohl durch das Zentrum bzw. interessante Absenkungsbereiche verlaufen als auch möglichst viele Nivellementpunkte und PS dadurch tangiert werden.

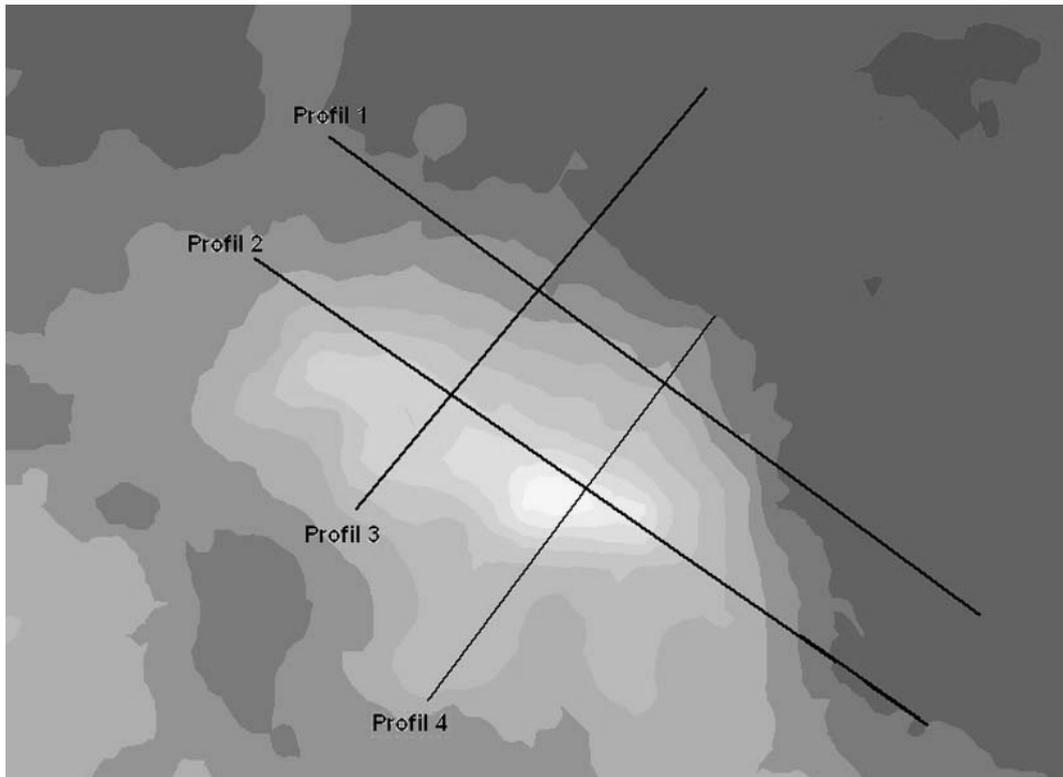


Abbildung 44: Profillinien durch das Arbeitsgebiet

In Abbildung 45 sind die genäherten Bewegungsraten an Längs- und Querprofilen durch das Arbeitsgebiet dargestellt. In den Profilen zeigt sich der gleiche Trend wie beim Vergleich der Messungen an den Punkten. Die Nivellementwerte weisen überwiegend niedrigere Absenkungsraten gegenüber den PS Werten auf. Bei 66,4% der Senkungsraten liegen die Differenzen zwischen PS und Nivellements unter 5 mm/a, bei 85,4% unter 10 mm/a. Beide Kurven in den Graphen liegen gegenseitig innerhalb ihrer Standardabweichungen, weisen also keine signifikanten Unterschiede auf. Das heißt, die Übereinstimmung zwischen PS und Nivellements ist immer noch sehr gut.

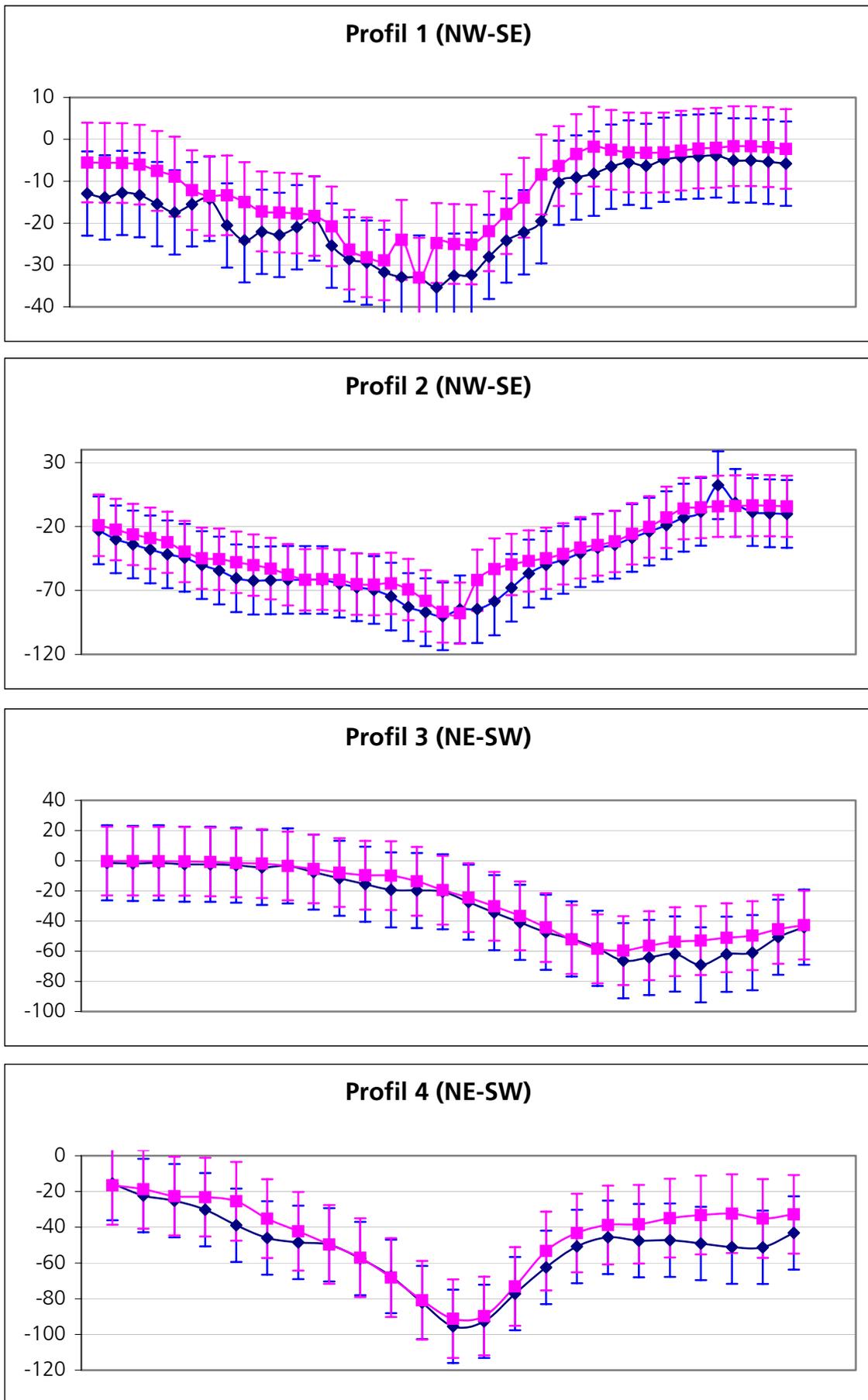


Abbildung 45: Profile mit Bewegungsraten aus den Permanent Scatterern (blau) und Nivellements (pink) mit ihren Standardabweichungen

Zusätzlich zu den Standardabweichungen der Nivellement- und linearen PS-Bewegungsraten müssen die Interpolationsfehler sowohl der Bodendaten als auch der PS Werte berücksichtigt werden (Abbildung 46). Dies vergrößert den Bereich der Schnittmenge der mit Bodenmessungen und Satellitentechnik ermittelten Bewegungsraten und bestätigt die Ähnlichkeit der Werte. Ebenfalls zeigen die Kurven, dass es sich nicht um einen idealen gleichförmigen Absenkungstrichter handelt, sondern, dass es, bedingt durch geologische Unterschiede im Untergrund, auch räumlich unterschiedliche Absenkungsraten gibt. So schließt sich an den Bereich mit dem Schwerpunkt der Senkung ein stabilerer Bereich mit geringeren Deformationsratenunterschieden an, gefolgt von einem Bereich größerer Senkungsunterschiede.

Dieses Bild wird durch die flächenhafte Interpolation bestätigt.

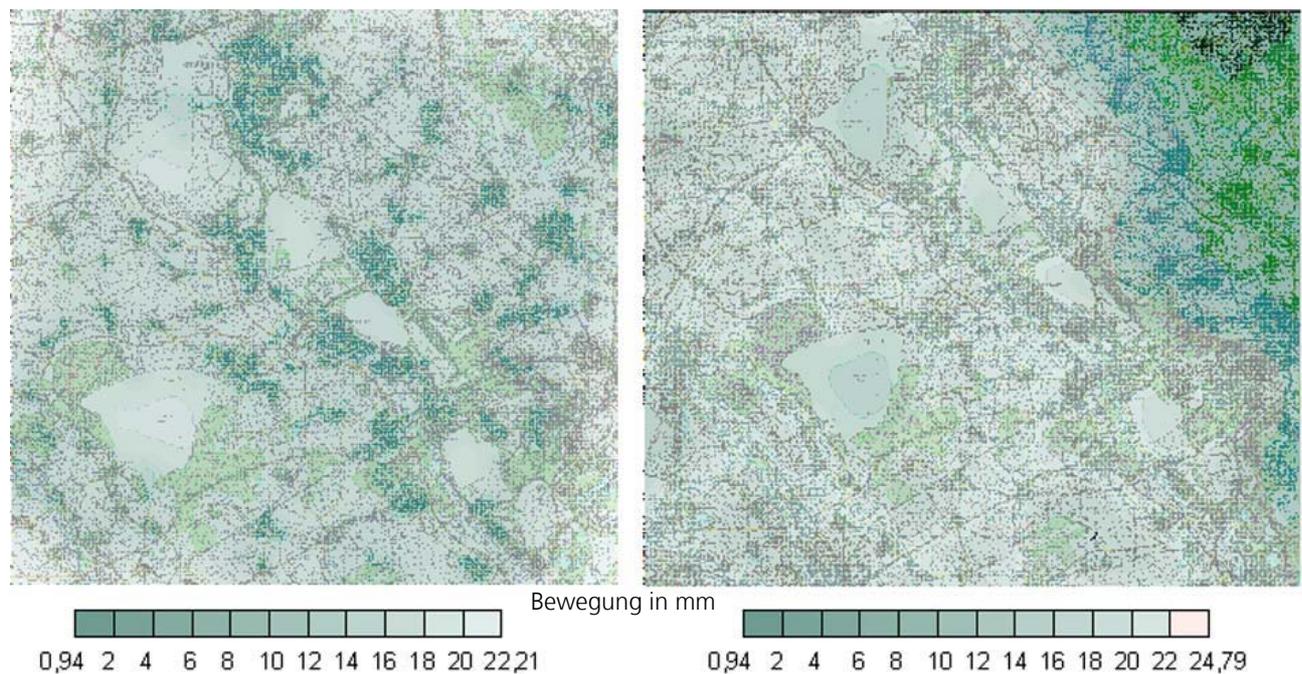


Abbildung 46: Karten der Interpolationsfehler, links: aus den Permanent Scatterer Daten, rechts: aus den Nivellement Daten. Die Interpolationsfehler sind besonders gering in Gebieten großer Datendichte.

Bei der Betrachtung der scheinbaren Überschätzung der PS Deformationsraten kann der Anfangspunkt der PS Zeitreihe mit der ersten Szene (09.05.1992) eine Rolle spielen. Bei der Darstellung der Abbildung 47 (1989-2001) konnte man feststellen, dass der erste nicht-lineare Schätzwert (Mai 1992) in den meisten Fällen die größten Abweichungen im Vergleich zu allen anderen Werten von dem linearen Trend aufweist. Trotz vorheriger Abwägung der Miteinbeziehung der 1992er Szene in die Schätzung unter zur Hilfenahme von Dopplerwert und effektiver Basisliniengröße, soll ein möglicher negativer Einfluss dieser Szene (auf Grund der eventuell stark nicht-linearen Komponente der Bewegung) auf die Schätzung ausgeschlossen werden.

Die 29 zeitlichen PS Messungen an den einzelnen Punkten geben gegenüber den maximal 5 Bodenmessungen in dem Zeitraum eine gute zeitliche Auflösung. In den Regionen geringerer Bewe-

gungsraten, z.B. Nr. 1, 4 und 5, treten episodische Schwankungen im allgemeinen Senkungstrend auf (Abbildung 47).

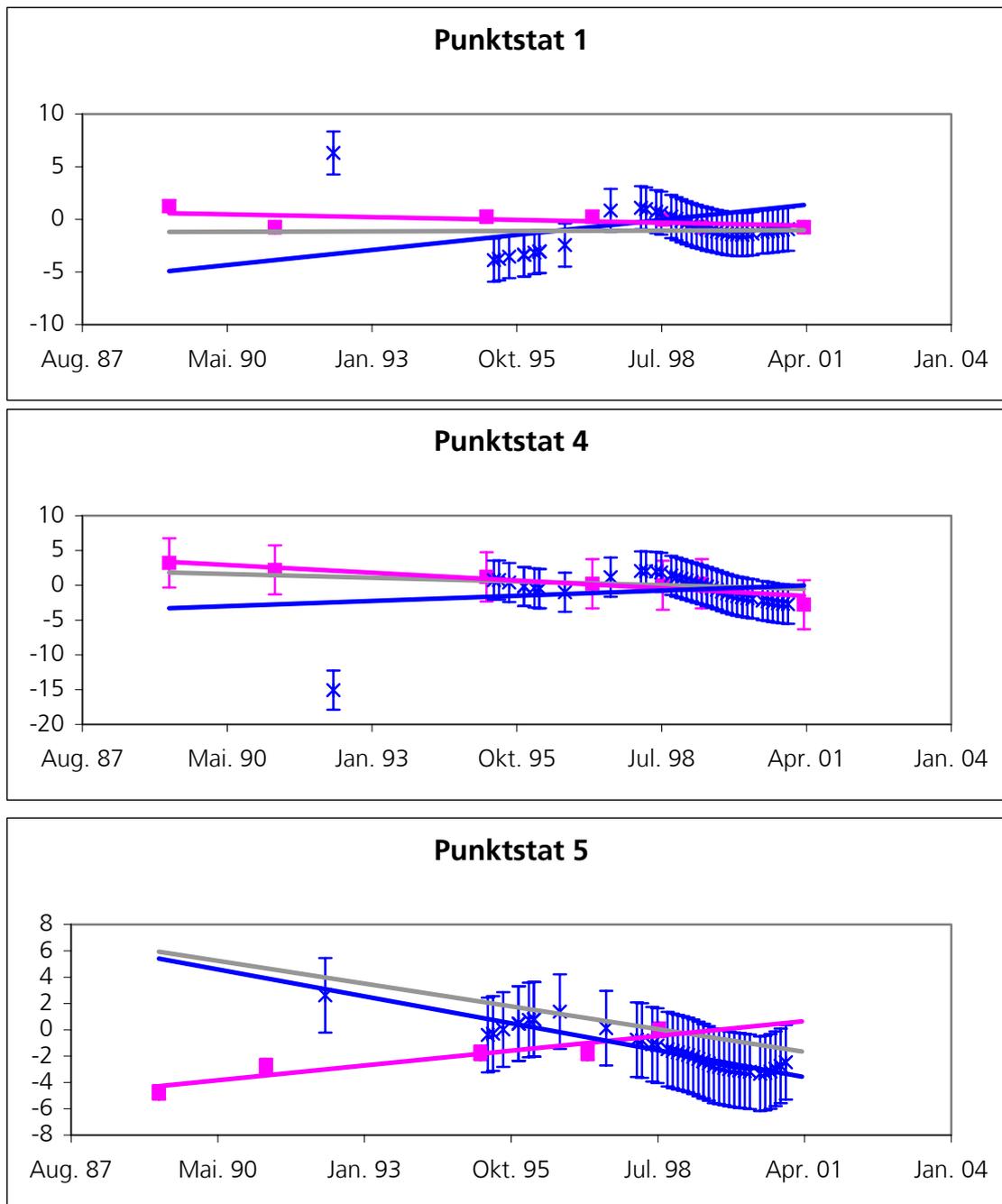
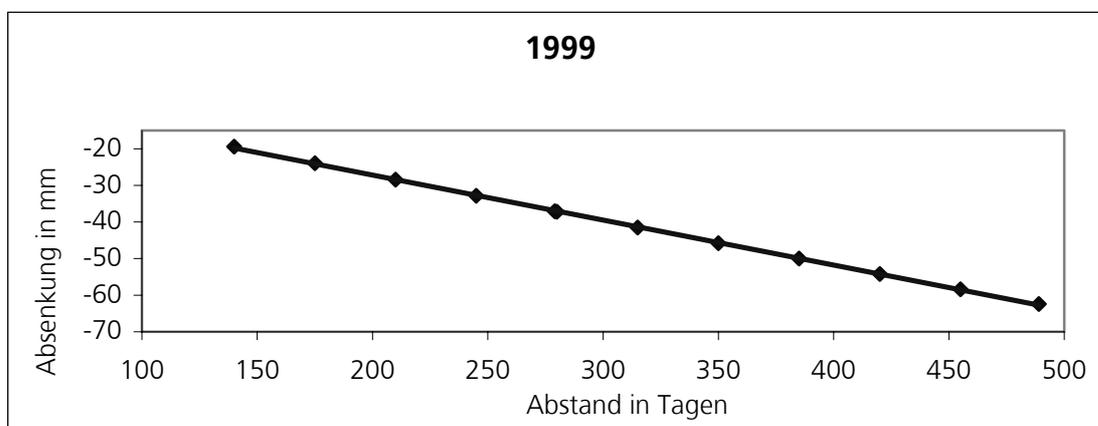
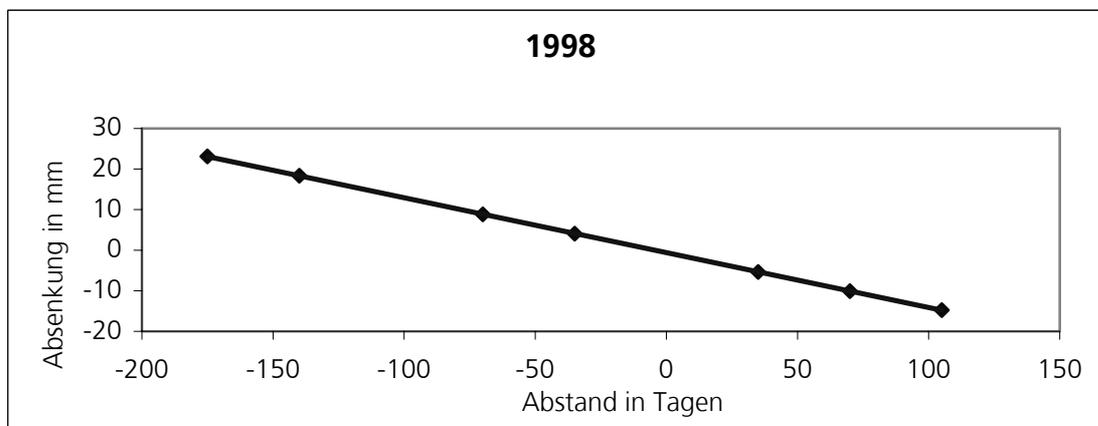
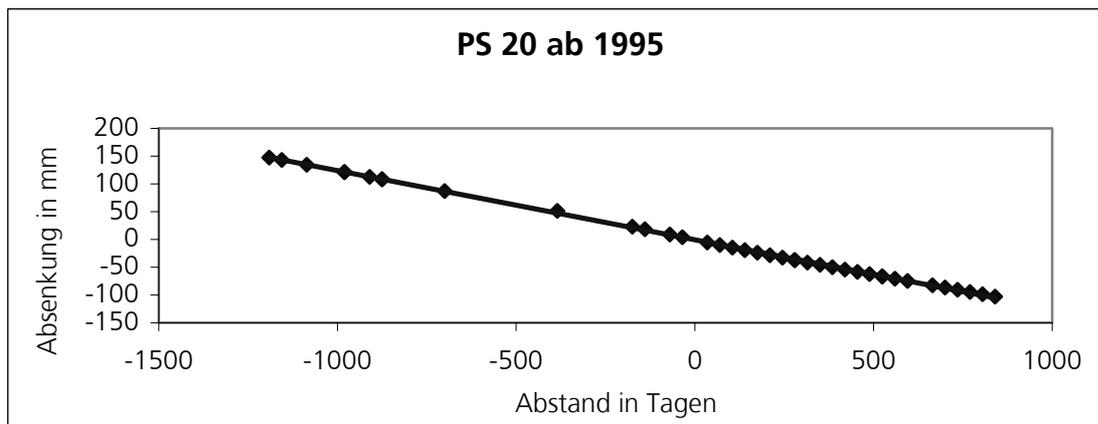


Abbildung 47: Punktvergleiche zwischen Permanent Scatterer- und Nivellement-Datensatz

In den Bereichen großer Bodensenkungsraten zeichnen die genäherten nicht-linearen Bewegungsschätzwerte sehr gut den linearen Trend nach. Dass die Näherungen der nicht-linearen Trends kein Effekt der Skalenauflösung ist (d.h. nur bei kleinen Skalen zu sehen sind und bei großen zwar auftreten, aber auf Grund der Auflösung nicht zu sehen sind) zeigen die Abweichungen der nicht-linearen Schätzungen vom linearen Trend mit der Zeit (Abbildung 48 mit gleichen Skalen). Auch

diese genauere zeitliche Auflösung bestätigt den linearen Trend. Somit scheinen lediglich die Bereiche geringerer Bewegungsraten am Rande des Absenkungstrichters einem episodischen Verlauf zu folgen. Im Bereich des Trichters passt die lineare Näherung sehr gut. Dies kann dadurch begründet sein, dass die Bewegungen aus mehreren Komponenten bestehen. Die Ursache, die zu einer episodischen Bewegung führt, könnte im Hauptsenkungsbereich von anderen Faktoren überlagert werden, so dass letztendlich die relativ großen linearen Absenkungsraten in den Vordergrund und episodische Bewegungskomponenten in den Hintergrund treten. Auf die möglichen Ursachen soll im Kapitel 6, „Interpretation der Absenkungsmechanismen“ näher eingegangen werden.



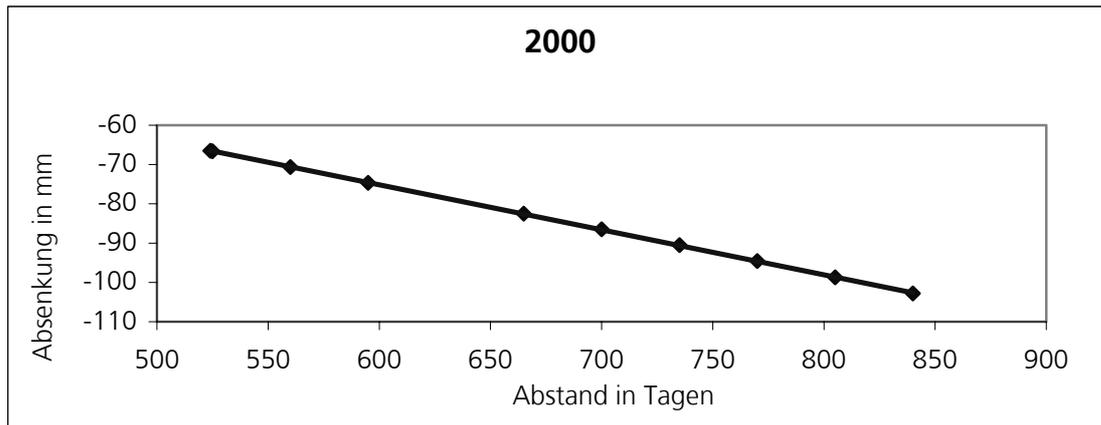


Abbildung 48: Punktanalyse mit unterschiedlichen Zeitintervallen, die Betrachtung kleinerer Zeitintervalle soll zeigen, dass nicht-lineare Tendenzen nicht mit der Skalenauflösung zusammenhängen. Auch bei hoher Auflösung ist bei den gezeigten Beispielen ein deutlich linearer Bewegungstrend zu erkennen.

Diskussion der Überschätzung der Bewegungsraten an den Permanent Scatterern

Wie die vorherigen Analysen gezeigt haben, ist die relative Bewegungsschätzung an den PS hoch genau (Nachbarschaftsgenauigkeit < 1 mm/a). Der Trend der Bewegungen wird von beiden Verfahren (PS und Nivellement) gleich dargestellt. Die auf den Referenzpunkt bezogenen Bewegungswerte der PS werden allerdings leicht überschätzt (~ 5 mm/a). Im Folgenden werden die Faktoren, die zu einer Überschätzung der an den PS ermittelten Bewegungsraten führen können kritisch diskutiert.

Großen Einfluß auf die Bewegungsbeobachtung mit der PS Technik hat das zugrunde gelegte **lineare Bewegungsmodell**. Ergeben sich größere Abweichungen zwischen linearer Näherung und realen Bewegungsverlauf, kann es zu einem Unterschied in den ermittelten Absenkungsraten an den PS gegenüber den Nivellements kommen. Allerdings soll dies weitestgehend von der Gewichtung der Punkte über die Zeit im Zusammenhang mit der Bewegungsschätzung verhindert werden. Abbildung 49 soll dies verdeutlichen.

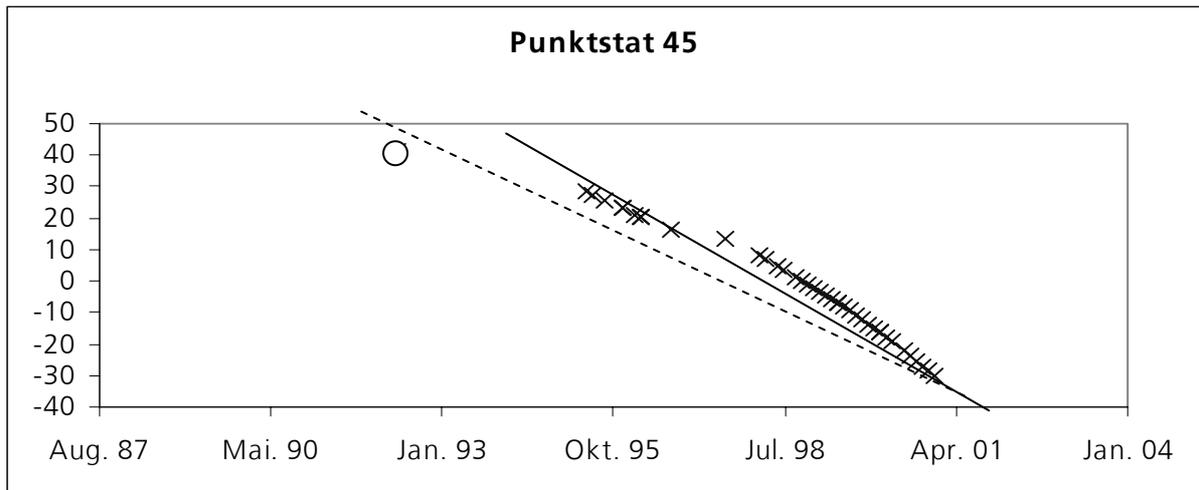


Abbildung 49: Beispiel einer Punktanalyse, die zeitlichen Messungen des Punktes sind als Kreuze und die erste Messung 1992 als Kreis dargestellt. Die Geraden sind mit unterschiedlicher Gewichtung des Anfangspunktes an die PS Messungen über die Zeit angepasst. Bei der gestrichelten Geraden wird die erste PS Schätzung 1992 stärker gewichtet als bei der durchgezogenen Geraden. Aus der unterschiedlichen Gewichtung des Messpunktes 1992 ergeben sich leicht unterschiedliche Bewegungsraten für den Permanent Scatterer Punkt.

Insgesamt werden jüngere Senkungsraten (Kreuze) aufgrund der Datendichte stärker gewichtet als ältere (Kreis). Weist die ältere Einzelmessungen jedoch auf eine frühere langsamere Bewegung hin, würde die Steigung aus der least squares Geraden (durchgezogene) eine Überschätzung der wahren Senkungsgeschwindigkeit ergeben. Im Voraus lässt sich mit Hilfe von Bodendaten überprüfen, inwieweit das Modell eines linearen Bewegungsablaufes zutrifft. Im vorliegenden Fall scheint die Übereinstimmung zwischen Bewegungsmodell und tatsächlichem Bewegungstrend für den Absenkungstrichter sehr gut zu sein. Wie weiter oben bereits erwähnt, trifft die Abweichung von der Linearität nur in den Randbereichen des Absenkungstrichters zu. Einige Punkte (ca. 16 der 50 Punktvergleiche) in diesen Bereichen deuten auf eine frühere langsamere Bewegung hin. Der Referenzpunkt, an dem das Netzwerk aus den PS aufgehängt wird, liegt auf der Köln Scholle, die keine signifikante Bewegung aufweist. Bei kleinen Abweichungen vom linearen Trend ist die relative Bewegungsabschätzung in der Umgebung des Referenzpunktes weniger gut. Der Näherungsfehler in der Bewegungsschätzung (in diesem Fall eine leichte Überschätzung) überlagert dann die gesamte Schätzung.

Zwischen den 50 Punktvergleichen wurde die Differenz zwischen den aus den Nivellements und den an den PS ermittelten Bewegungsraten berechnet. Aus diesen Werten wurde der mittlere Offset an den PS mit 4,89 mm/a ermittelt. Bei der Subtraktion dieses gemittelten Wertes von den Permanent Scatterern ergab sich sowohl in den Punktvergleichen als auch in den Profilen (Abbildung 50) ein hervorragendes Ergebnis.

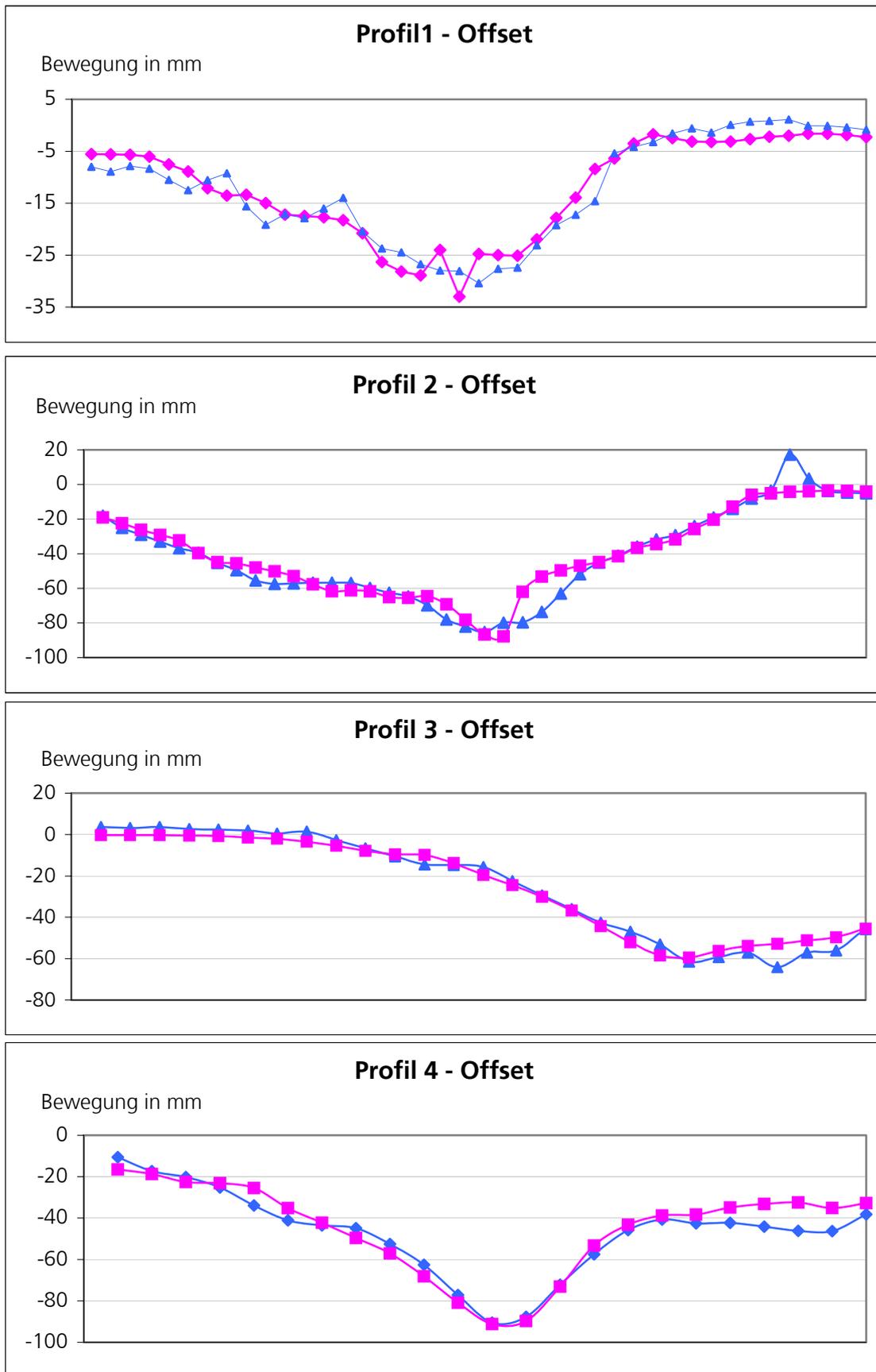


Abbildung 50: Subtraktion des Offsets von den Profilen. Die Profile durch das Arbeitsgebiet zeigen die Bewegungsraten an Nivellementpunkten und an Permanent Scatterern, von denen der Offset mit 4,98 mm/a abgezogen wurden. Wie die Graphen zeigen liegen die Bewegungsraten aus Nivellements und PS in den Profilen sehr genau beieinander.

Die Bewegungsraten aus beiden Verfahren liegen bei fast gleichen Werten. Lediglich die nicht signifikanten Bewegungsraten vor allem auf der Köln Scholle innerhalb der Fehlergrenzen mit schwach negativen (Absenkung) bis leicht positiven Werten (Hebung) ergeben nach der Subtraktion des Offsets größere Differenzen im Vergleich zu den Nivellementdaten als vorher. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der eigentliche Offset nur in dieser Region auftritt, in der Abweichungen vom linearen Trend vorkommen. Da also die lineare Näherung der Bewegungsraten in der Region, aus der der Referenzpunkt kommt, weniger gut als in dem restlichen Untersuchungsgebiet ist, wurden auch alle anderen Bewegungswerte um den Betrag der relativen Überschätzung verschoben.

Durch die Ermittlung des mittleren Offsets aus den 50 Punktvergleichen kann das Netzwerk aus den PS insoweit korrigiert werden, als dass man das Referenznetzwerk nicht mehr an einem Punkt aufhängt, sondern quasi an 50 Punkten. Durch das Abziehen des Offset erhält man sehr genaue Bewegungswerte im Absenkungsgebiet im Vergleich zur Nivellierung.

Folgende weitere Faktoren, die Einfluss auf die Bewegungsschätzung an den Punkten haben, sollen genannt werden, können aber weitestgehend als Ursache für den Offset ausgeschlossen werden.

- Sollte in dem Arbeitsgebiet - anders als erwartet - zusätzlich zu der vertikalen Deformation auch eine horizontale Bewegungskomponente hinzukommen, wird diese nicht als solche erfasst. Die Beobachtung mittels Radaraufnahmen mit Flugrichtung N-S lässt nur die Interpretation einer Bewegungsrichtung zu. Die horizontale Komponente würde dann einen Beitrag zur vertikalen Bewegungsrate an den PS liefern. Allerdings müsste eine horizontale Deformation wie bereits in Kap. 3 diskutiert, größer als 2 cm und günstigerweise in Blickrichtung des Sensors sein. Ansonsten würde dieser Bewegungsanteil nicht registriert werden. Da im Arbeitsgebiet nicht mit einem solchen Betrag einer beispielsweise tektonisch induzierten Bewegung gerechnet wird, ist es sehr unwahrscheinlich, dass die Überschätzung der Bewegungsraten von einer horizontalen Bewegungskomponente herrührt.
- Eine weitere Fehlerquelle könnte das im PS Programmablauf implementierte Verfahren zur Umrechnung der Bewegungsraten von Line of Site (LOS) in vertikale Bewegungsgeschwindigkeiten darstellen. Aus diesem Grunde wurden die Zwischenergebnisse mit den Absenkungsraten in LOS manuell in vertikale Raten umgerechnet und mit dem Ergebnis aus der PS Software verglichen. Der Vergleich ergab, dass die Umrechnung korrekt erfolgte und somit ein systematischer Fehler in den geschätzten Bewegungsraten an den PS ausgeschlossen werden kann.
- Ein Fehler in der Software bei der Parameterschätzung über das Referenznetzwerk kann ebenfalls weitgehend ausgeschlossen werden. Das Referenznetzwerk durchläuft solange den Prozess der Identifizierung und Eliminierung instabiler Punkte bis es als stabil erkannt wird. Sollte ein Fehler zur PS Schätzung durch ein instabiles Referenznetzwerk beigetragen werden, müsste das Programm bereits vor der Bewegungsschätzung an den PS stoppen.

Andere Fehler in der Software sind allerdings nicht unbedingt sichtbar und können deshalb nicht komplett ausgeschlossen werden.

- Da beide Datensätze, der Nivellements und der Permanent Scatterer in der Fläche interpoliert werden, liegt eine mögliche Fehlerquelle in dieser Interpolation. Für den vorliegenden Offset ist dies allerdings nicht wahrscheinlich, da ansonsten ein Zusammenhang zwischen der Differenzkarte (PS - Nivellement) und der Interpolationsfehlerkarte (Abbildung 52) zu erkennen sein müsste.
- Da der Referenzpunkt, der als Aufhängepunkt des Netzwerkes dient und als bewegungslos angenommen wird, einen großen Einfluss auf die Ermittlung der Bewegungsraten hat, wurde auch der Referenzpunkt selber einer genauen Überprüfung unterzogen. Würde man das Netzwerk der PS an einem Referenzpunkt „aufhängen“, der einer Bewegung unterworfen ist, würde sich dieser Bewegungsanteil als Offset auf alle an den PS ermittelten Bewegungsraten auswirken. Zum einen sagt die Lage des Punktes auf der Köln Scholle, der stabilen Scholle (siehe Kap. 2), etwas über die potentielle Bewegung aus. Darüber hinaus weist eine Vergleichsmessung des Landesvermessungsamtes NRW mittels Nivellement zwischen 1993 und 2001 lediglich einen gesamt Höhenunterschied von 3 mm auf. Umgerechnet bedeutet dies eine vernachlässigbare Bewegungsrate innerhalb der Fehlergrenzen von -0,38 mm/a. Zur weiteren Überprüfung wurde der Referenzpunkt einer Analyse unterzogen, die die relative Bewegung zwischen einzelnen manuell wählbaren Punkten ermittelt und darstellt. Sollte der Referenzpunkt ein sich bewegendes Punkt in einem insgesamt stabilen Gebiet sein, könnte dies einen Offset für die gesamte Bewegungsschätzung erklären. In der Analyse wurde die relative Bewegungsrate zwischen jeweils dem Referenzpunkt und 13 verschiedenen Nachbarn (bis max. 2400 m) betrachtet. Hätten sich zwischen diesen eng benachbarten, „stabilen“ Punkten eine Bewegung ergeben, wäre dies ein Hinweis darauf, dass sich der Referenzpunkt innerhalb des relativ stabilen Gebiets bewegt. Allerdings ergab sich zwischen diesen Punkten wie erwartet keine Bewegungskomponente, so dass der Referenzpunkt als solches als Fehlerquelle für die PS Schätzung ausgeschlossen werden kann. Wie sich gezeigt hat ist also der Referenzpunkt stabil und ohne Bewegung, aber die Bewegungsschätzung an den Punkten mit leichter Bewegung in der Umgebung werden wie oben bereits erklärt leicht überschätzt. So haben diese Punkte großen Einfluss auf die gesamte Bewegungsschätzung.

Vergleich von Nivellements und Permanent Scatterern in der Fläche

Nach der Interpolation (Kriging) sowohl der ermittelten Absenkungs-Geschwindigkeiten aus den Nivellements als auch der geschätzten Deformationsraten an den PS wurden die sich hieraus ergebenden Karten miteinander verglichen. Die Struktur des Absenkungstrichters wird in beiden Karten in gleicher Weise nachgezeichnet (Abbildung 51). Auch stimmen die Wertebereiche der Absenkungsraten aus PS und Nivellements überein. Wie in den Profilen zeichnet die Karte den zentralen Bereich der Absenkung durch nah beieinander liegende Isolinien der Bewegungsraten, d.h. schnell

zunehmenden Geschwindigkeiten, nach. Es folgt nach außen hin ein breiterer Bereich ähnlicher Raten, dessen elliptische Form seine größere Ausdehnung in nordwestlich-südöstlicher Richtung und die kleinere in nordöstlich-südwestlicher Richtung besitzt. Der Trichter ist anscheinend stark durch die tektonischen Störungen beeinflusst, wie der Vergleich zwischen Ausdehnung des Absenkungstrichters und Lage der tektonischen Störungen zeigt (Abbildung 51). Die großen Absenkungen beschränken sich auf die Erftscholle. Eine genauere Betrachtung der tektonischen Einflüsse auf die Absenkungen im Untersuchungsgebiet erfolgte in Kapitel 2.5/ 2.6.

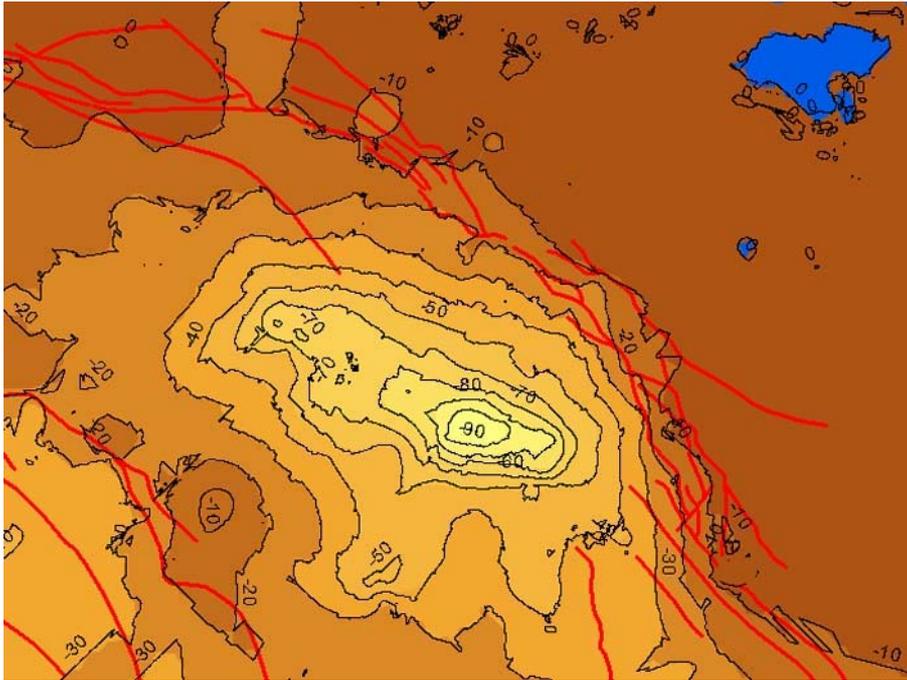


Abbildung 51: Darstellung des Absenkungstrichters im Zusammenhang mit den tektonischen Störungen (rote Linien)

Für eine genauere Bestimmung der Differenzen zwischen den Messwerten wurden die Nivellementsweite von den PSwerten abgezogen. Das Ergebnis ist die in Abbildung 52 dargestellte Differenzenkarte. Auffällig ist, dass die größeren Differenzen in Bereichen geringerer Datendichte auftreten. Hier ist auch der Interpolationsfehler am größten. Die besten Übereinstimmungen treten in Bereichen großer Datendichte auf. Dies verdeutlicht Abbildung 52, in der die Differenzenkarte einer Interpolationsfehlerkarte gegenüber gestellt ist. Somit kann man davon ausgehen, dass in den Bereichen großer Datendichte die interpolierten Absenkungsraten am verlässlichsten sind.

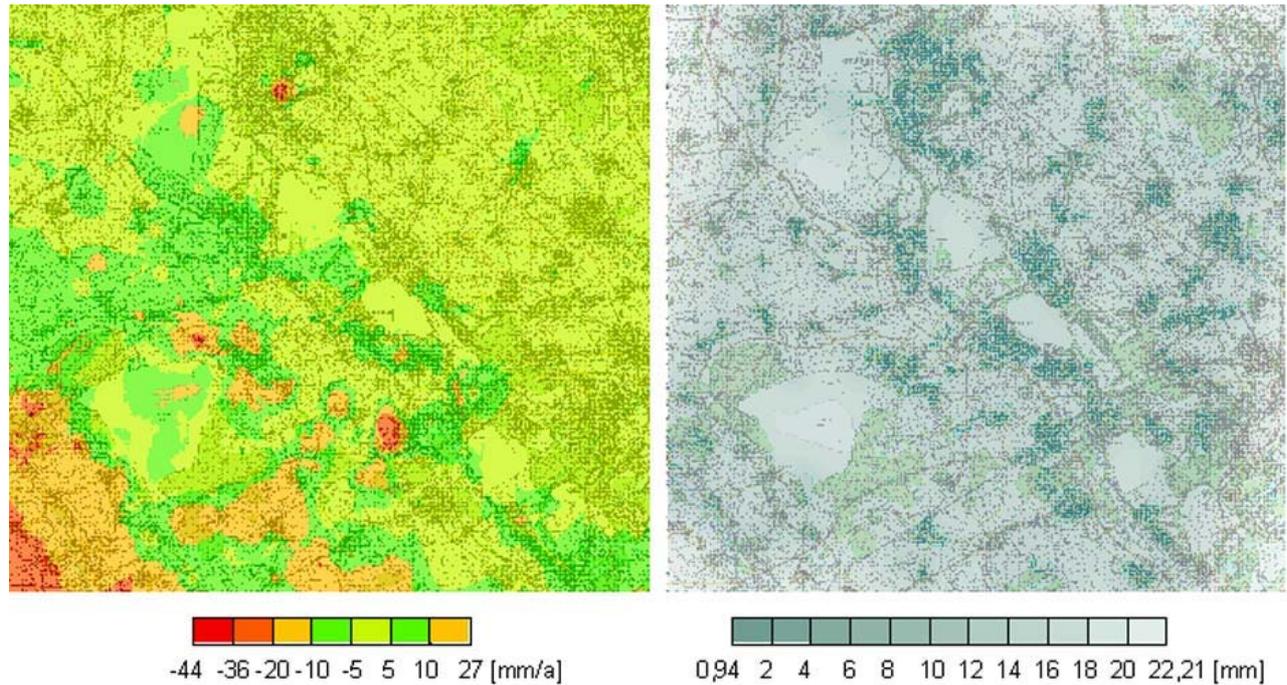


Abbildung 52: links: Differenzkarte der Bewegungsraten aus Permanent Scatterer Daten - Bewegungsraten aus den Nivellements, rechts: Interpolationsfehlerkarte der Permanent Scatterer Daten. Wie die linke Abbildung zeigt, liegen die Differenzen zwischen PS- und Nivellement-Raten bei ± 10 mm/a. Dort wo der Interpolationsfehler größer geschätzt wurde, liegen auch die größeren Differenzen zwischen den Bewegungsraten.

Fügt man beide Datensets zu einem kombinierten Datenset zusammen, erhält man durch die größere Datendichte im Untersuchungsgebiet eine bessere Datengrundlage für eine flächenhafte Interpolation. Der Fehler der Absenkungsdaten aus Nivellementmessung und mit dem PS Verfahren addiert sich natürlich auch. Dadurch wird der Interpolationsfehler kleiner, aber der Fehler auf Grund der unterschiedlichen Daten größer (Abbildung 53).

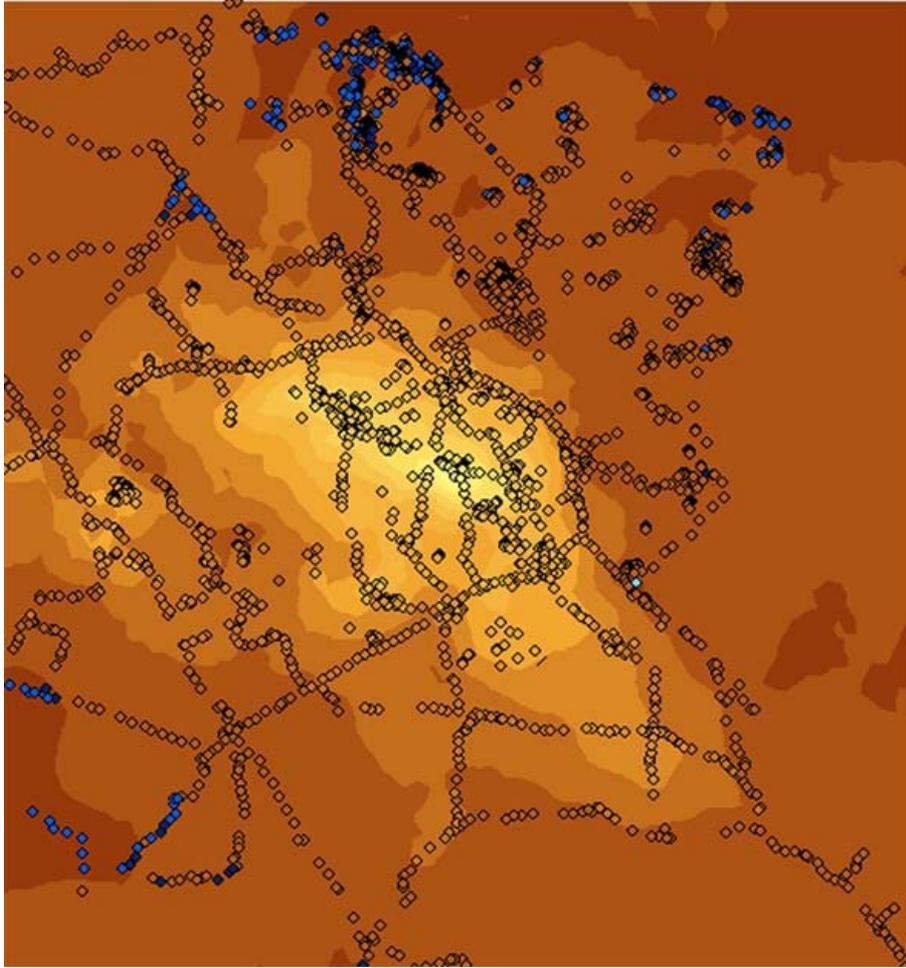


Abbildung 53: Interpolierte Karte aus der Kombination von PS und Nivellementpunkten, das Messnetz verdichtet sich und lässt so eine bessere Interpolation der Deformationsraten in die Fläche auf Grund der höheren Datendichte im Arbeitsgebiet zu.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die aus den Nivellementmessungen extrahierten Bewegungsraten überwiegend den linearen Absenkungstrend, der sich auch aus den PS ergibt, bestätigen. Die Validierung des PS Systems ist diesbezüglich positiv. Im Punktvergleich werden die Abweichungen der Messungen vom linearen Trend am deutlichsten. Ebenfalls können systematische Abweichungen zwischen PS und Nivellementdaten festgestellt werden. Die Begründung dafür liegt in der Abweichung einiger Punkte vom linearem Bewegungstrend.

5.5. Bewertung

Nach dem Vergleich der angewandten Verfahren zur Bewegungsmessung (Nivellement und PS Methode) im vorigen Kapitel sollen hier nun abschließend die Verfahren hinsichtlich des Aufwands, der Genauigkeit und der Anwendbarkeit bewertet werden.

Wie die vorangegangenen Analysen gezeigt haben, gibt es in der zeitlichen Abdeckung der PS zwischen 1992 und 1995 eine große Datenlücke. So wurde über die Bewegung für diesen Zeitraum lediglich eine Aussage durch die extrapolierten geschätzten Deformationsraten getroffen. Damit konnte mit der PS Technik für diesen Zeitraum ein eventueller nicht-linearer Verlauf der Bewegung nicht nachgezeichnet werden. Eine verlässliche Aussage über den Bewegungsablauf wurde dadurch nur für die Jahre 1995-2000 gemacht.

Der einzelne, zeitlich von anderen Betrachtungen entfernter PS Wert (1992) wird in die Schätzung miteinbezogen. Ihm kommt aufgrund der größeren Datendichte zwischen 1995 und 2000 nicht das gleiche Gewicht zu wie den Bewegungsraten zwischen 1995-2000. Dennoch besitzt dieser Punkt Einfluss auf die Schätzung und kann bei einer falschen Extrapolation (aufgrund z.B. nicht-linearen Verhaltens zwischen 1992-1995) die lineare Näherung der Gesamtbewegungsraten negativ beeinflussen.

Ebenso verhält es sich aber auch bei den Nivellements. Da nicht alle 2 Jahre ein großes Leitnivellement gemessen wird und auch einige Messpunkte über die Zeit zerstört werden, stehen die Höhenmessungen der Nivellements oft nur relativ sporadisch zur Verfügung. Dies wirkt sich auf die Datendichte der Nivellementpunkte aus, da zeitlich konstante Messungen nicht immer gewährleistet werden können. So gibt es Messpunkte, die ab 1999 nicht mehr eingemessen wurden oder die zeitliche Datenlücken von mehreren Jahren aufweisen. Auch für diese Zeiträume ist dann keine verlässliche Aussage über transiente Bewegungen der Erdoberfläche mehr möglich. Insgesamt ist die zeitliche Beobachtung des Bewegungsverlaufs auf Grund der maximalen Frequenz der Messungen im Untersuchungsgebiet von 2 Jahren eingeschränkt. Man könnte beispielsweise keine saisonal bedingten Periodizitäten feststellen.

Mit der großen zeitlichen Abdeckung der PS zwischen 1995 und 2000 ist dies besser möglich. Man kann den Verlauf der linearen und der nicht-linearen Bewegungsanteile gut verfolgen. Damit zeigt das PS Verfahren einen deutlichen Vorteil gegenüber den Bodenmessungen.

Der Informationsgewinn über Bewegungen an der Erdoberfläche beider Verfahren steht und fällt mit der zeitlichen Auflösung. Das zeitliche Abgreifen der Phänomene mit der PS Technik und die räumliche Auflösung haben einen direkten Einfluss auf die Näherung der Bewegungsraten. Die räumliche Auflösung der Bewegungsbeobachtung beider Verfahren ist vergleichbar.

Die Genauigkeiten der Verfahren sind ebenso vergleichbar. Die innere Genauigkeit ist sowohl für die aus den Permanent Scatterer ermittelten Bewegungsraten (0,3 mm/ a) als auch für die mittels Nivellierung gemessenen Raten (2 mm/ km) sehr gut. Die äusseren Genauigkeiten sind bei beiden Verfahren etwas geringer (mind. 3-4 mm der Nivellements und 3-5 mm der PS). Doch auch mit den Fehlergrenzen aus der äußeren PS Genauigkeiten ergeben sich verlässliche Bewegungsschätzungen an den Messpunkten, wie der Vergleich beider Datensätze miteinander gezeigt hat.

Die PS Methode unterliegt zum jetzigen Entwicklungsstand der Einschränkung, dass die Genauigkeit der Schätzung stark von der Gültigkeit des linearen Bewegungsmodells abhängt. Im vorliegenden Fall war die lineare Näherung weitgehend sehr gut und ergab gute Genauigkeiten für die geschätzten Bewegungsraten. Je linearer also die Bewegung war, desto besser trafen die Annah-

men zu und desto genauer stimmten die Werte mit den aus den Nivellements ermittelten Bewegungsraten überein. Für andere Untersuchungen stark nicht-linearer Bewegungserscheinungen (Abweichungen vom linearen Trend $> 2 \cdot$ Standardabweichung) würde dieses Modell und damit auch die getroffenen Annahmen nicht mehr zutreffen. Zur Zeit wird das System in dieser Richtung weiterentwickelt, so dass man in Zukunft auch komplexere Bewegungsmodelle einer Schätzung und damit Näherungen höherer Ordnung dem PS Verfahren zugrunde legen können wird (siehe [98]).

Zusammenfassend sind in folgender Tabelle die Vor- und Nachteile von PS System und Nivellementmessungen gegenübergestellt.

Nivellement Methode	Permanent Scatterer Technik
Starke Abhängigkeit von der zeitlichen Abdeckung der Messungen	Starke Abhängigkeit von der zeitlichen Abdeckung der Messungen
Keine Möglichkeit vorhandene Messungen der Vergangenheit zu ergänzen	(begrenzte) Möglichkeit die Datenmenge zu verdichten (der vorliegenden Arbeit standen 40 ERS-1/2 Szenen zur Verfügung, weitere 43 Szenen wären von der ESA erhältlich gewesen.)
Keine Annahmen hinsichtlich des Bewegungsablaufs müssen für die Messungen gemacht werden	Annahmen und Modelle müssen der Schätzung zu Grunde gelegt werden. Leichte Abweichungen vom linearen Bewegungsmodell ergeben ungenauere Schätzungen
Sehr hohe innere Genauigkeit, gute äußere Genauigkeit	Sehr hohe innere Genauigkeit, gute äußere Genauigkeit
Hoher Aufwand (Manpower)	Geringer Aufwand (Manpower)
Kosten pro Doppelnivellement ca. 1000 Euro/ km (reine Messkosten)	Kosten pro ERS-Szene ca. 50 Euro
Punktuelle Informationen (Fläche muss interpoliert werden)	Punktuelle Informationen (Fläche muss interpoliert werden)

Messzeitraum ca. 2 Wochen	Zustandsaufnahme der Deformation zu einem Zeitpunkt
Etabliertes Verfahren	Neue Technik, die weiterer Validierung und Anwendungstest in anderen Testgebieten bedarf
Operationelles Verfahren	Forschungssystem
Daten seit 1955	Daten ab 1992

Tabelle 6: Vor- und Nachteile von Nivellement Technik und Permanent Scatterer Verfahren im Vergleich

Abschließend soll nun zu den Fragen „Eignen sich andere Methoden außer den bodengestützten zur Erfassung von Bodenbewegungen?“, „Sind diese Verfahren gut genug für die Bewegungsmessung oder sogar besser als die genannten Methoden?“, die am Anfang dieser Arbeit aufgeworfen wurden, Stellung genommen werden. Wie man sehen konnte, ist die fernerkundliche Methode der Permanent Scatterer Technik eine gute Möglichkeit zur Bewegungsbeobachtung. Die Schätzung der Bewegungsraten zeigte eine hohe Genauigkeit. Die Methode der Permanent Scatterer wurde validiert und verifiziert und liefert plausible Bewegungsinformationen. Nach dem jetzigen Entwicklungsstand stellen sie meiner Meinung nach dennoch noch keinen vollständigen Ersatz für die etablierten Nivellementmessungen dar. Wie die Analysen zeigten (siehe „Diskussion der Überschätzung der Bewegungsraten an den Permanent Scatterern“), muss die Annahme des linearen Bewegungsmodells sehr genau erfüllt werden um zu einer genauen Ermittlung der Bewegungsraten zu kommen. Dies trifft jedoch nur auf eine bestimmte Auswahl an Testgebieten zu. Aus diesem Grund braucht der Beobachter mittels Satellitentechnik zur Zeit noch Vorinformationen über die Linearität der Bewegung im Beobachtungsgebiet.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Vorteile und Beschränkungen sowohl der bodengestützten Messungen als auch der Satellitenbeobachtung diskutiert. Beide Methoden sind Beschränkungen unterworfen und stark abhängig von der zeitlichen Auflösung der Messungen. Zum jetzigen Zeitpunkt ergänzen die PS Schätzungen die Bodenmessungen gut. Mit der weiteren Entwicklung des Systems und weiteren Anwendungen in anderen Testgebieten wird ein solches Monitoring Verfahren nach und nach die Nivellements nicht nur ergänzen, sondern auch teilweise ersetzen können. Bis zu einer vollständigen Ablösung des verbreiteten Bodenmessverfahrens bedarf es allerdings noch weiterer Studien hinsichtlich der in das PS Verfahren eingebundenen Modelle, der Operationalisierung und Anwendungsmöglichkeiten.

In dieser Arbeit sollen nicht nur die technischen Möglichkeiten der verschiedenen Verfahren diskutiert werden, sondern auch die Bewegungsbeobachtungen einer genaueren Betrachtung und Analyse unterzogen werden. Die in Kapitel 2 erläuterten geowissenschaftlichen Verhältnisse im

Arbeitsgebiet werden dabei im folgenden Kapitel herangezogen, um zu einer Interpretationshilfe der Bewegungsmechanismen beitragen zu können. Insgesamt sollen damit geeignete Randbedingung für eine tiefergehende Interpretation der Senkungsabläufe in der Niederrheinischen Bucht geschaffen werden.

6. Interpretation der Absenkungsmechanismen

Der Vorgang der Bodenabsenkung im Untersuchungsgebiet besteht aus komplexen Zusammenhängen zwischen Tektonik, Regionalgeologie, Hydrogeologie und anthropogenen Einflüssen. Da die Bewegungen an der Erdoberfläche durch die verschiedenen Phänomene überlagert werden, ist eine quantitative Aussage der einzelnen Faktoren, die zu Deformationen im Untersuchungsgebiet führen, ohne Daten aus langjährigen Studienreihen nicht möglich und hätte lediglich spekulativen Charakter. Dennoch soll an dieser Stelle auf die einzelnen Elemente, die den Absenkungsprozess beeinflussen, eingegangen werden, um zu einem besseren Verständnis der beobachteten Effekte zu führen.

Grundwasserentnahme und Deformation

Auf der Erftscholle wurde der Grundwasserspiegel seit 1955 bis heute durch Sumpfungsmaßnahmen in einem Horizont um bis zu 350 m abgesenkt (Bericht des LUA NRW „Umwelt NRW“). Für das Verhältnis von Grundwasserabsenkung zu Erdoberflächenabsenkung wurde für das Arbeitsgebiet von W. SCHAEFER [81] ein Faktor von 1-3 ‰ aufgestellt. Das heißt, bei 1 m Grundwasserspiegelabsenkung kommt es an der Oberfläche zu einer Absenkung von 1-3 mm. Insgesamt wurde von W. SCHAEFER [81] eine dem Sumpfungsschwerpunkt und in Abhängigkeit von den geologischen Verhältnissen entsprechende maximale Bodenbewegung im Raum Elsdorf mit 3,3 m beobachtet.

Nach B. VARNHAGEN [95] verursacht eine Entwässerung geringere Setzungen als die Entspannung von Grundwasserleitern. Dies rührt daher, dass bei der Entwässerung lediglich die Auftriebsminderung korndrucksteigernd wirkt, während bei einer Entspannung die Druckabnahme des Grundwassers vollständig vom Korngerüst übernommen wird. Bei der Entwässerung wird der Untergrund um das Gewicht des abgepumpte Wassers entlastet. Die elastisch verformten Schichten im Liegenden (die Grundwasserstauer wie Tone) schwellen und verringern dadurch die Gesamtbewegung an der Erdoberfläche. Bei Mächtigkeitzunahme stark elastischer Schichten (Tone) nimmt die relative Setzungsänderung bei der Entwässerung ab. Mit Zunahme des Entwässerungsanteils an der Gesamtabenkung nimmt die relative Setzungsänderung (das Verhältnis von Bodensetzungsänderung zu Grundwasserabsenkungsdifferenz) ab.

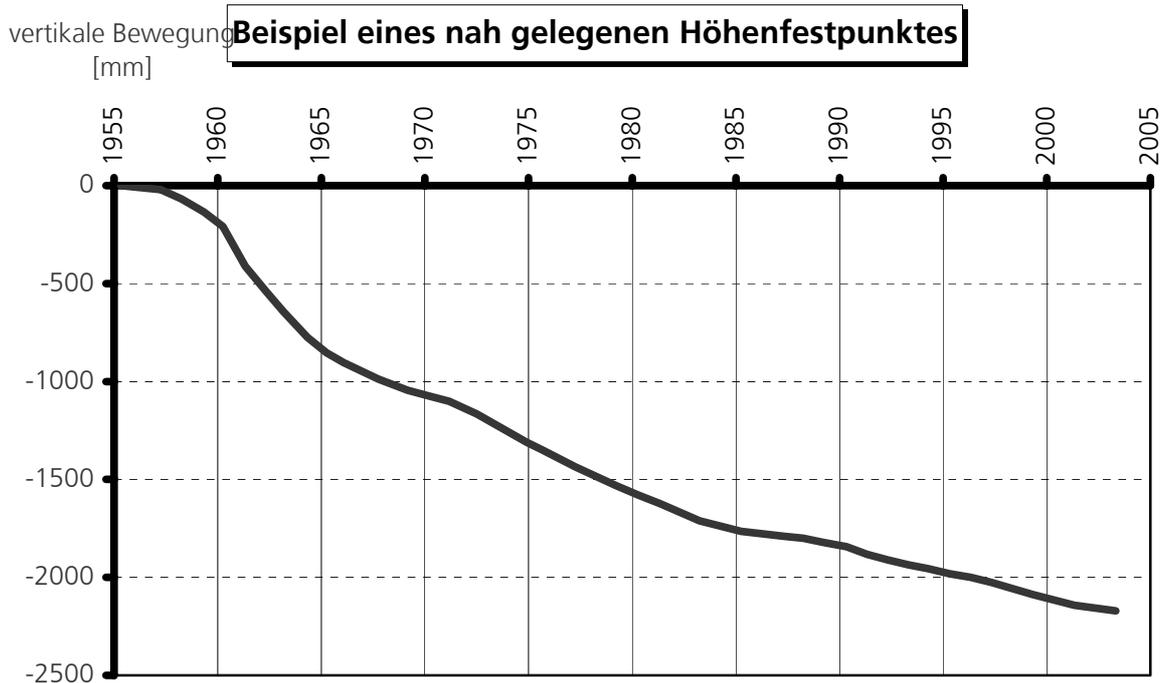
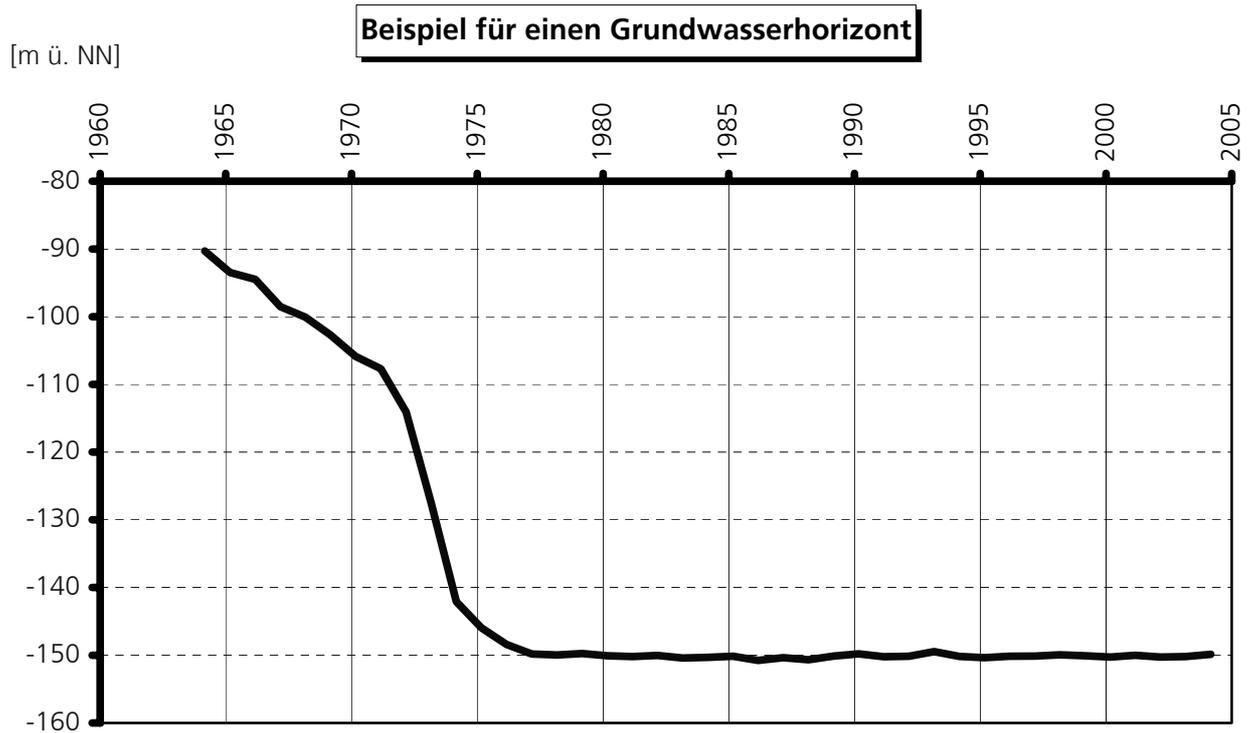


Abbildung 54: Grundwasserspiegelsenkung über den Zeitraum zwischen 1960 und 2005 (oben), Bodensenkung seit 1955 (unten), Quelle: RWE Power AG. Anhand dieses Beispiels sollen die Maßnahmen der Entwässerung dem Effekt der Bodensenkung gegenübergestellt werden, um die Komplexität der Zusammenhänge von Ursache und Wirkung der Sumpfungen zu verdeutlichen. Das Beispiel ist nicht regional übertragbar.

Die Untersuchungen der PS deuteten ebenfalls auf unterschiedliche Bewegungsmechanismen des Absenkungstrichters auf der Erftscholle gegenüber den Randbereiche des Absenkungstrichters hin. So konnte den Analysen entnommen werden, dass die Bewegung auf der Erftscholle sehr gut einem linearen Bewegungstrend folgt, während die Bewegungsraten in den Randbereichen des Absenkungstrichters von diesem Trend geringfügig abweichen. Dies erklärt auch den leicht unterschiedlichen Faktor zur Ermittlung der Absenkungsbeträge über einen bestimmten Zeitraum.

Die Grundwasserabsenkung im Untersuchungsgebiet verläuft in der Regel stetig. Jedoch werden die Brunnen der Brunnengalerien nicht immer alle gleichzeitig eingesetzt, einige werden abgeschaltet, neue kommen hinzu. Der Bewegungsablauf an der Erdoberfläche hängt oft eng mit dem zeitlichen Verlauf der Sumpfungen zusammen. So beobachtete CH. KEYSER [49] starke Höhenabnahmen von Bodenmessstationen zwischen 1965 und 1977 in der Frühphase der Sumpfungsmaßnahmen. W. SCHAEFER [81] zeichnete phasenweise gleichmäßige Punktbewegungen, jedoch mit Reaktionen auf unterschiedliche Sumpfungsmaßnahmen, auf. Dies soll die Abbildung 54 mit der Grundwasserabsenkung und der Bodenabsenkung über die Zeit verdeutlichen. Am Beispiel eines Grundwasserpegels kann der Entwässerungsvorgang für diesen Bereich seit 1964 verfolgt werden. Bis ca. 1972 wurde der Grundwasserspiegel um ungefähr 18 m gesenkt. Zwischen 1972 und 1974 setzen dann starke Sumpfungsmaßnahmen ein, die zu einer Grundwasserstandsänderung um ca. 37 m führte.

In der Nähe der Grundwassermessstelle wurden bereits vor 1964 Bodenbewegungsmessungen vorgenommen. Wie die Bodensetzungskurve (Abbildung 54) zeigt, gibt es zwischen 1960 und 1972 eine stärkere Senkungsbewegung um ca. 1 m. Danach senkt sich die Erdoberfläche quasi mit konstanter Rate bis Ende der 80er Jahre mit ca. 40 mm/a. Ab 1988 wird die Bodensenkungskurve etwas flacher, so dass ab Ende der 80er Jahre Senkungsraten von ca. 20 mm/a auftreten. Einen Extremwert der Bodensenkung als direkte Reaktion auf die starke Grundwasserspiegeländerung zwischen 1972 und 1974 ist nicht zu verzeichnen. Dieses Phänomen kann mit der Zeitabhängigkeit des Setzungsvorgangs erklärt werden. Insgesamt scheinen die jetzigen Absenkungsbewegungen also bereits Mitte der 70er Jahre durch die Sumpfungsmaßnahmen angelegt worden zu sein. Das heißt, die in den letzten Jahren beobachteten Bewegungsraten sind nicht das Ergebnis aktueller Grundwasserstandsänderungen, sondern die Folge ca. 30 Jahre zurück liegender Ereignisse.

In welcher Phase der Absenkung sich das Untersuchungsgebiet befindet, soll Abbildung 55 verdeutlichen.

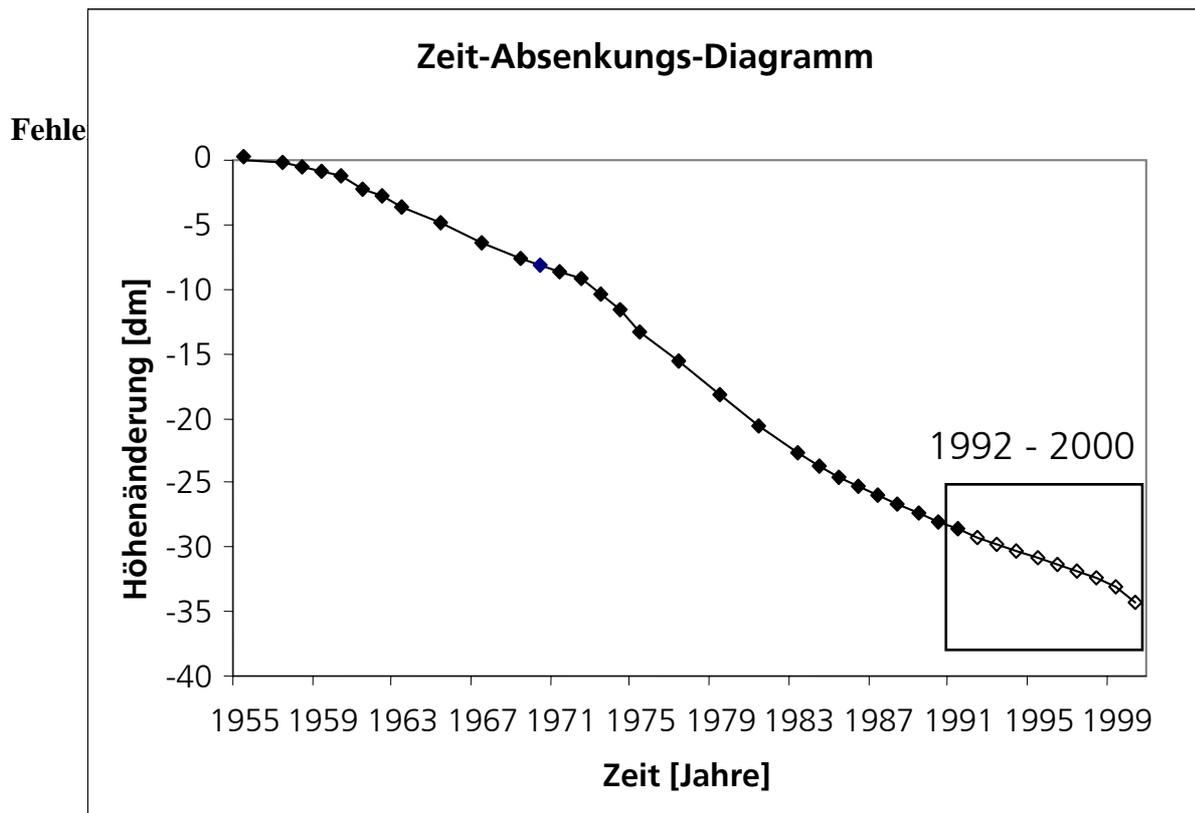


Abbildung 55: Absenkungsphase seit 1955, die Bewegungen im Beobachtungszeitraum (1992-2000) zeigen deutlich einen linearen Senkungstrend.

Die Bodenbewegungen seit Beginn der Sumpfungsmaßnahmen 1955 zeigen phasenweise in den Randbereichen des Absenkungstrichters deutlich nicht-lineare Trends. Dies wurde mit den geologischen Verhältnissen (unterschiedliches Setzungsverhalten von Kies und Ton) Kap. 5 erklärt. Die Punktvergleiche (Kap. 5.3.1, Abbildung 42) verdeutlichen aber auch, dass sich der Großteil des Gebietes, nämlich der Absenkungstrichter anscheinend in einer Phase mit linearem Bewegungstrend befindet, wie auch die Messungen bestätigen.

Räumliche Strukturelemente

Die tektonischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet wurden bereits in Kapitel 2.6 dargelegt. Demnach ist das Arbeitsgebiet durch tektonische Verwerfungen in mehrere Schollen unterteilt. Die hydrologischen Verhältnisse, die in den Grundwassergleichen von 1955 dargestellt sind (Abbildung 56), lassen allerdings auf eine Abdichtung hydrologisch aktiver Störungen schließen.

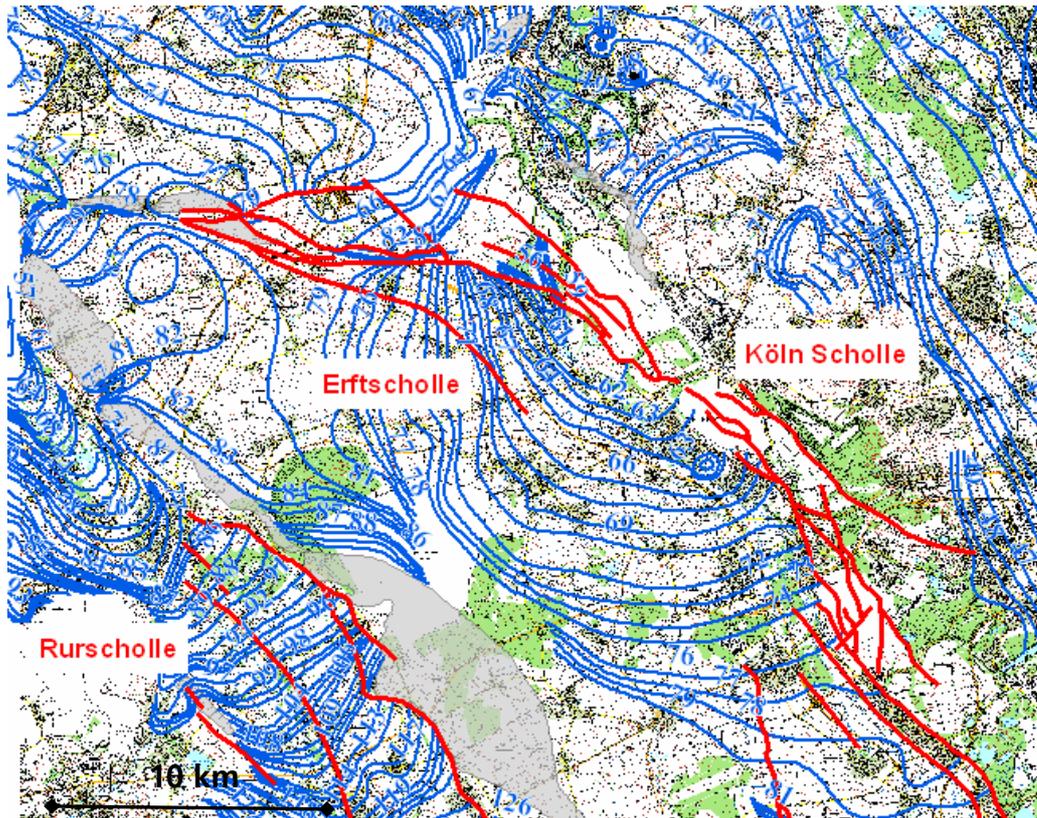


Abbildung 56: Ausschnitt aus dem Untersuchungsgebiet mit den Grundwassergleichen von 1955, Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen, die Grundwassergleichen zeigen einen deutlichen Zusammenhang zu den tektonischen Störungen. Die Grundwasserfließbewegungen spielen sich getrennt auf den einzelnen Schollen ab. Das bedeutet die tektonischen Schollen stellen eigenständige hydrologische Systeme dar.

Dass das Erftbecken ein hydrologisch selbständiges Gebiet ist wird von PFEIFFER & QUITZOW [68] bestätigt. Dies kann erklären, warum die Absenkungsbewegungen auf die Erftscholle beschränkt sind. Doch hier kommen weitere Faktoren hinzu, die Einfluss auf die Oberflächenbewegung nehmen und diese überlagern. Die Linien gleicher Grundwasserabsenkung von 1955 (Abbildung 56) zeigen ebenfalls, dass in erster Linie die Erftscholle von der Grundwasserabsenkung betroffen ist und auf Rur- und Kölner Scholle die Grundwasserabsenkungen geringeren Ausmaßes sind [83].

Die größtenteils hydrogeologisch bedingten Bewegungen im Untersuchungsgebiet werden allerdings auch von tektonischen Einflüssen überlagert. KLOSTERMANN ET AL. [51] beziffert die tektonisch bedingten Absenkungen während des Holozäns mit 0,3 mm pro Jahr. Dieser Faktor ist relativ gering gegenüber den anthropogenen Bewegungsraten von einigen Zentimetern pro Jahr.

Der unterschiedliche Aufbau des geologischen Untergrunds auf den Schollen spielt ebenso eine entscheidende Rolle bei den natürlichen Einflüssen auf die Deformation im Arbeitsgebiet.

Lithologische Elemente

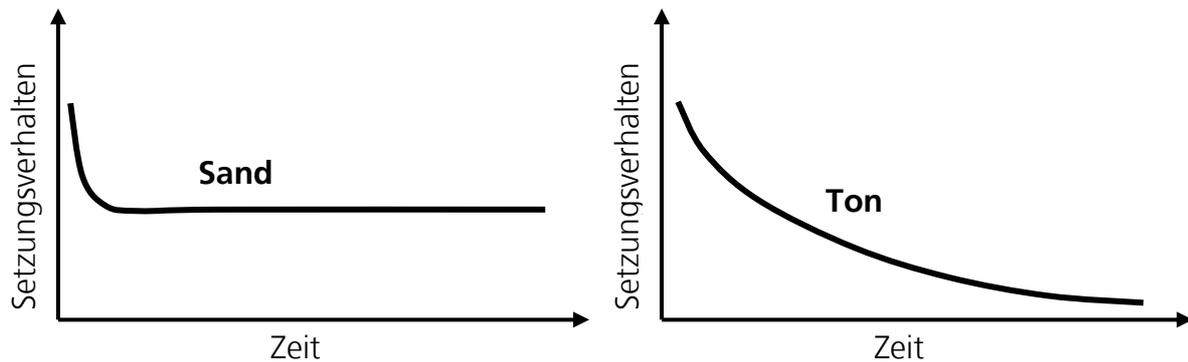


Abbildung 57: Unterschiedliches Setzungsverhalten über die Zeit von Sand (links) und Ton (rechts) mit der Zeit

Das unterschiedliche Setzungsverhalten bei der Entwässerung von Sanden und Tonen mit der Zeit (Abbildung 57) zeigt bei den Sanden eine schnelle und starke Reaktion auf Entwässerungsmaßnahmen. Im Bodensenkungsbeispiel in Abbildung 54 pausen sich jedoch deutlich die Setzungserscheinungen der Tone durch. Die Effekte der Entwässerung von sandigen Horizonten haben in diesem Fall lediglich einen Überlagerungscharakter. Das heißt, rechnet man mit einem Setzungsverhältnis von Sanden gegenüber Tonen von $< 10\%$, würde dies in dem Beispiel (Abbildung 54) bei einer gesamten Bodensenkung von ~ 250 mm im Jahr zu ca. 25 mm im Jahr Setzung der sandigen Schichten führen. Dieser Betrag ist in der Abbildung 54 nicht zu differenzieren und geht somit im „Systemrauschen“ unter.

Die Bodensenkungskurve zeigt bis heute Bewegungen auf der Erftscholle an. Bei dem Phänomen der Bodensenkung kann man von einem „Nachlaufen“ der Senkung infolge der Entwässerung sprechen.

Auch W. SCHAEFER [81] stellte in seinen Beobachtungen einen langsamen und kontinuierlichen Setzungsprozess mit „Nachlaufen“ nach erfolgter Grundwasserabsenkung fest. Darüber hinaus quantifizierte er die Setzungen in Auegebieten mit bis zu 10 mm/a, die die Setzungen, die aus der Grundwasserentspannung der tiefen Grundwasserleiter herrühren, überlagern können.

Nach B. VARNHAGEN [95] scheint die regional unterschiedliche Setzungsbereitschaft der anstehenden Schichten im Untersuchungsgebiet fast ausschließlich von den Tonen auszugehen (siehe Abbildung 58 und Abbildung 59). Ändern sich die Sumpfungsmaßnahmen regional wieder hin zu rückläufigen Grundwasserentnahmen, ist die Setzung infolge der auflastenden entwässerten Schichten jedoch größer als die Hebung durch Entlastung, da nur der elastische Anteil der Setzung rückläufig ist.

Ein weiterer die Setzung von Tonschichten beeinflussender Faktor ist der Konsolidationsgrad der Tone. Bei weniger konsolidierten Tönen ist eine geringere Drucksteigerung erforderlich als bei stark verdichteten Tonschichten, um eine Setzung der Schichten zu bewirken.

Ebenfalls hat die Anzahl von Grenzflächen zwischen entwässerten und entspannten Sandschichten einerseits und abdichtenden Tonschichten andererseits Auswirkungen auf die Setzungen unmittelbar nach der Grundwasserabsenkung. Da unmittelbar nach der Sumpfung die Porenlösungen zunächst im Bereich der Ton-Schichtgrenzen am einfachsten abfließen können, nimmt auch die relative Setzungsänderung mit steigender Anzahl solcher Grenzflächen zu.

Durch die Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht ist die Erftscholle gegenüber der Kölner Scholle abgesunken und erhält so von dieser Sedimentzufuhr aus Erosionsvorgängen. Dies erhöht zusätzlich die Auflast auf der Erftscholle, was die Absenkungen auf der Erftscholle gegenüber der Kölner Scholle verstärkend beeinflusst.

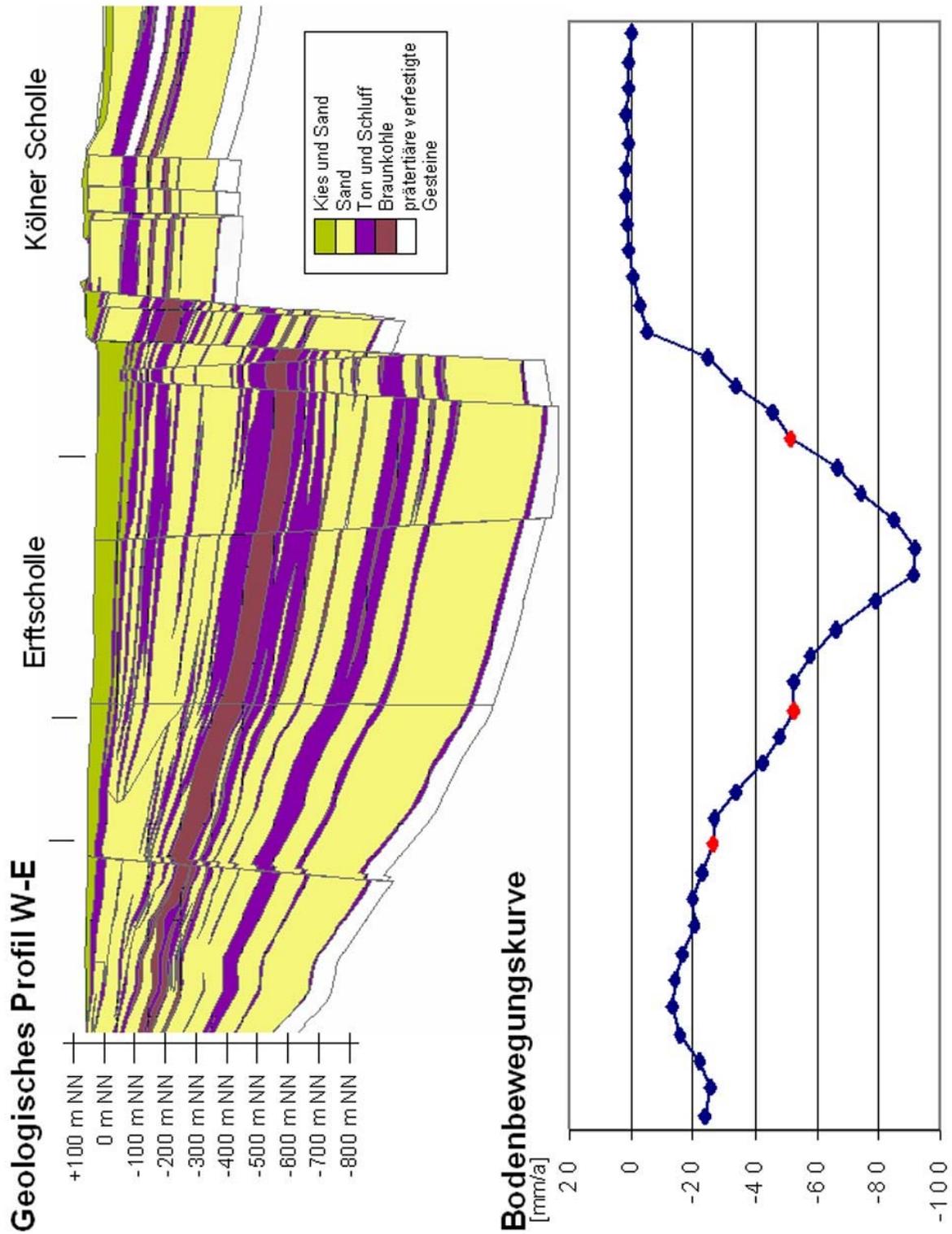


Abbildung 58: Profilschnitt von W-E durch die Niederrheinische Bucht (Quelle des geologischen Profils: RWE Power AG) mit Bodenbewegungskurve. Die Abbildung soll den engen Zusammenhang zwischen geologischem Aufbau des Untergrundes mit unterschiedlichen Schichtmächtigkeiten und der Bodensenkung verdeutlichen.

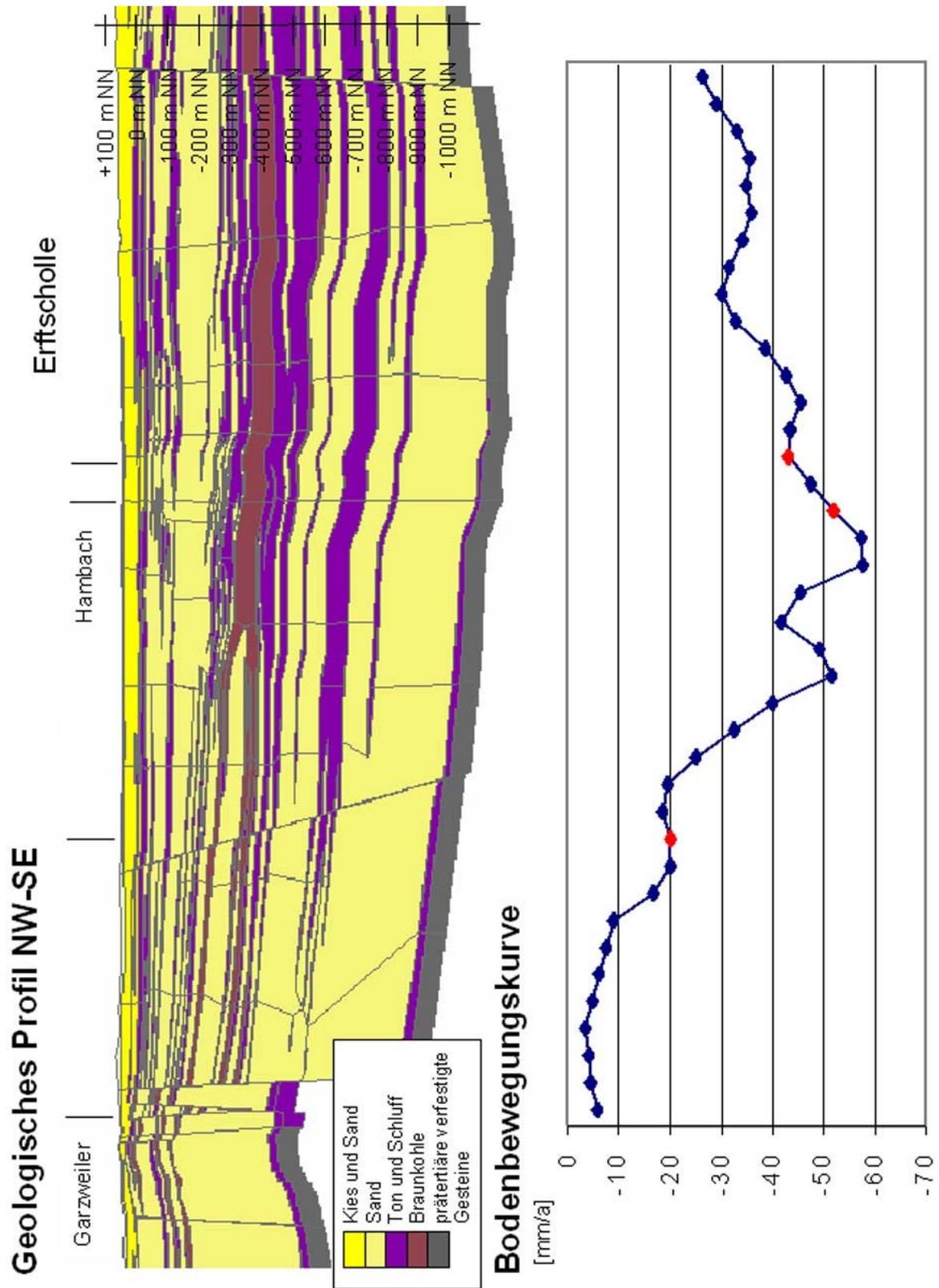


Abbildung 59: Profilschnitt von NW-SE durch die Niederrheinische Bucht (Quelle des geologischen Profils: RWE Power AG). Auch hier ergeben sich die größeren Absenkungen im Bereich mächtigerer Ton- und Braunkohleschichten.

Zusammenfassend sind die Bodensenkung-beeinflussenden Faktoren im Arbeitsgebiet dargestellt. Mit dem + und - sollen vergrößernde bzw. verringernde Einflüsse auf die Absenkungsbewegungen angedeutet werden.

- Mächtigkeit (+) und Tiefenlage (Konsolidationsgrad) (-) der Tonschichten
- Zunehmende Geschwindigkeit der Grundwasserabsenkung (+)
- Anzahl an Grenzflächen zwischen Aquifer und Aquitarde
- Absenkung des freien (-) oder gespannten (+) Grundwasserspiegels
- Tektonische Einflüsse

Dies bedeutet, dass es wie eingangs erwähnt den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, die einzelnen die Bewegung beeinflussenden Komponenten quantifizieren zu wollen. In dieser Arbeit sollen lediglich Interpretationsansätze und -möglichkeiten für die Bewegungsmechanismen aufgeführt werden, um das komplexe Verhalten und die verschiedenen Einflüsse auf die Bewegungen im Arbeitsgebiet darzustellen. Zur Zeit der Erstellung dieser Arbeit gab es bereits viele Studien der RWE Power AG, die sich mit dem Absenkungsbewegungsablauf in der Niederrheinischen Bucht beschäftigen, doch gelang es bis dahin noch nicht die Bewegungskomponenten zu quantifizieren.

7. Zusammenfassung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit versucht das am DLR zu Forschungszwecken entwickelte Permanent Scatterer Verfahren zum ersten Mal in einem eher ländlichen Gebiet anzuwenden. Im Arbeitsgebiet in der südlichen Niederrheinischen Bucht kam es in Folge von Sumpfungsmaßnahmen zu Absenkungen der Erdoberfläche. Gegenstand der Untersuchungen dieser Arbeit waren zum einen die Anwendung der neuen Permanent Scatterer Technik im Untersuchungsgebiet und deren Verifizierung und Validierung, um zu neuen objektiven Informationsquellen hinsichtlich der Bewegungsbeobachtung zu gelangen. Zum anderen wurde versucht, zu einer verbesserten Wahrnehmung von Bodenbewegungsphänomenen mit den gewonnenen fernerkundlichen Daten beizutragen, um als Interpretationshilfe der Bewegungsmechanismen dienen zu können.

Wie die Ergebnisse des PS Verfahrens zeigen, gibt es eine ausreichende Anzahl langzeit-stabiler Rückstreuer für eine Bewegungsabschätzung im Testgebiet (ca. 10 PS/km²). Unter der Annahme eines zeitlich linearen Bewegungsmodells wurden die relativen Bewegungsraten an den Permanent Scatterern ermittelt.

Die geschätzten linearen Absenkungsraten an den PS wurden mit den aus den Nivellementmessungen des Landesvermessungsamtes NRW (LVermA NRW) ermittelten Deformationsdaten verglichen. Der Vergleich zeigt, dass die Anzahl der PS Punkte gegenüber der der Nivellementpunkte um ca. das 10-fache größer ist. Die Leitnivellements des LVermA NRW zeigen im Beobachtungszeitraum (1989-2001) eine großenteils regelmäßige zeitliche Beobachtungsreihe mit einem maximalen Zeitintervall von zwei Jahren. Da keine kleineren Zeitintervalle von den Messungen erfasst werden, ist die Beobachtung von schnelleren episodischen Bewegungsabläufen nicht möglich. Die Datenreihe der Permanent Scatterer weist zwischen 1992 und 1995 eine Datenlücke auf. Über Bewegungen für diesen Zeitraum kann lediglich eine Aussage durch die extrapolierten geschätzten Deformationsraten getroffen werden. Dagegen ist die zeitliche Auflösung der Beobachtungen zwischen 1995 und 2000 mit 40 Interferogrammen (zeitlichen Messungen) sehr hoch. In diesem Zeitraum treten Messintervalle zwischen 1 Tag und 6 Jahren (2299 Tagen) auf. Mit den genäherten linearen und nicht-linearen Bewegungskomponenten und der hohen zeitlichen Auflösung zwischen 1995-2000 kann der Bewegungsablauf im Arbeitsgebiet sehr gut beobachtet werden.

Der Vergleich von Nivellement- und PS-Messungen an Punkten, Profillinien und in der Fläche erbrachte, dass die relative Schätzung der Bewegungsraten an den PS eine gute Übereinstimmung mit dem Datensatz aus den Nivellements ergibt. Beide Datensätze zeichnen den gleichen Bewegungstrend nach. In den Randbereichen der Absenkung tritt ein Offset von ca. 4,98 mm/a bei den PS-Messungen gegenüber den an den Nivellements ermittelten Bewegungsraten auf. Dies ist auf die leichten Abweichungen der Bewegungen vom linearen Trend in diesen Bereichen zurückzuführen. Die jüngeren Datenpunkte werden aufgrund ihrer wesentlich höheren Datendichte zwischen 1995 und 2000 bei der PS Schätzung stärker gewichtet. Die Anpassung der Geraden durch die Datenpunkte ergibt so eine leicht zu hohe Bewegungsgeschwindigkeit an den PS. Da dieser Offset

bestimmt werden kann, wird er zur Korrektur von den an den Permanent Scatterern ermittelten Bewegungswerten abgezogen.

Der Vorteil der Nivellements gegenüber der PS Technik ist, dass keine Annahmen wie die Linearität der Bewegung den Messungen zu Grunde liegt. Die Annahmen im PS Verfahren bieten im Allgemeinen bei unzureichender Übereinstimmung mit realen Verhältnissen eine Fehlerquelle für die Schätzung der Bewegungsraten. Der Informationsgewinn aus beiden Verfahren ist stark abhängig von der zeitlichen Auflösung durch die Messungen. Der Vorteil der PS Technik gegenüber den Nivellements ist die Möglichkeit die Datenmenge auch in der Vergangenheit (in begrenztem Maße) zu verdichten. Beide Verfahren beruhen auf Punktmessungen. Die D-InSAR Technik ist in der Lage räumliche Informationen ohne Interpolation zu vermitteln. Mit Hilfe der differentiellen Interferometrie sind ein erster Hinweis und eine grobe Abschätzung der Bewegung möglich.

Die Genauigkeit beider Verfahren (Nivellement und Permanent Scatterer) und die zeitliche Auflösung der Daten führen zu einer Bewertung des PS Verfahrens (Kap. 5.4). Die Schlussfolgerung aus dieser Bewertung ist, dass das PS System erfolgreich zur großräumigen Beobachtung von Absenkungserscheinungen auch in eher ländlichen Gebieten geeignet ist.

Die Entwicklung des PS Verfahrens geht dahin, auch kompliziertere Bewegungsmodelle einzubinden. Damit soll es zukünftig möglich werden, komplexere Bewegungen als lineare Bewegungen zu analysieren. Diese Entwicklung wird die PS Technik voran bringen auch operationell großflächige Bewegungen zuverlässig zu beobachten.

Trotz der hohen Genauigkeit der PS-Messungen stellen sie zum jetzigen Zeitpunkt noch keinen Ersatz für die etablierten Nivellements dar. Die PS Methode muss erst noch zu einem operationellen Verfahren entwickelt werden. Darüber hinaus fehlt dem Verfahren die Implementierung komplexer Bewegungsmodelle. Bis die Technik operationell auch auf andere Gebiete mit episodischen und schnelleren Bewegungsabläufen angewendet werden kann, wird es noch einige Jahre dauern. Dennoch kann die PS Technik sehr gut zur Unterstützung von Bodenmessungen herangezogen werden.

Neue Satellitenaufnahmesysteme (ENVISAT, TerraSAR-X) bieten die Möglichkeit höherer räumlicher Auflösung. Damit kann die Genauigkeit der Bewegungsbeobachtung mit Radarinterferometrie verbessert werden. Das bedeutet, es wird in Zukunft weiter entwickelte und höher auflösende Systeme der Fernerkundung geben, die große Gebiete abdecken. Darüber hinaus scheint die Datenerfassung mittels Satellitentechnik durch neue Satelliten auch für die Zukunft gesichert.

Die Absenkungsbewegungen lassen nach den Betrachtungen des Bewegungsablaufs im Arbeitsgebiet den Schluss zu, dass die Anlage dieser Deformation bereits Mitte der 70er Jahre geschah. Von der weitreichenden Entwässerung bzw. Entspannung der grundwasserleitenden Schichten war vor allem die Erftscholle betroffen. Auf der Scholle bildete sich ein elliptischer Absenkungstrichter. Die Ausdehnung des Trichters in NW-SE Richtung mit dem Schwerpunkt der Absenkung bei Bergheim-Elsdorf zeichnete das Lineament der tektonischen Störungen nach. Die Beobachtung eines somit hydrologisch eigenständigen Systems auf der Erftscholle wurde durch die Messungen

der RWTH Aachen im Auftrag des Landesumweltamtes NRW bestätigt [52]. Darüber hinaus scheinen die Bewegungsmechanismen auf der Erftscholle und in den Randbereichen des Absenkungstrichters unterschiedlich zu sein. Die Absenkungen auf der Erftscholle folgen eher einem linearen Bewegungstrend, während die Deformationen in den Randbereichen geringfügig von dem linearen Bewegungsmodell abweichen.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Einflüsse und Faktoren, die zu der beobachteten Deformation führen können, wie Mächtigkeit und Tiefenlage (Konsolidationsgrad) der Tonschichten, Geschwindigkeit der Grundwasserabsenkung, Anzahl an Grenzflächen zwischen Aquifer und Aquitarde, Absenkung des freien oder gespannten Grundwasserspiegels und tektonische Einflüsse, diskutiert.

Die vorliegende Untersuchung zeigt eine Möglichkeit der erweiterten Wahrnehmung mittels Fernerkundung von Bewegungen an der Erdoberfläche auf. Diese Arbeit kann damit weitere Modelluntersuchungen unterstützen und helfen die komplexen Bewegungsabläufe in den Senkungsgebieten der Niederrheinischen Bucht zu entschlüsseln. Das Ziel der Arbeit, den Zugewinn objektiver Informationen hinsichtlich Bodenbewegungsbeobachtungen und das Schaffen von geeigneten Randbedingungen im Bezug auf die Diskussion und Interpretation der Bewegungsmechanismen, wurde damit erreicht.

8. Literaturverzeichnis

- [1] ADAM, N., KAMPES, B., EINEDER, M., WORAWATTANAMATEEKUL, J. & M. KIRCHER (2003): The development of a scientific Permanent Scatterer system, In: Proceedings ISPRS 2003, Hannover, Germany, Oct.2003
- [2] AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismologic block movements along major fault zones in Central Europe, *Tectonophysics*, **29**, pp. 233-249
- [3] ALLIEVI, J., AMBROSI, C., CERIANI, M., COLESANTI, C., FERRETTI, A. & D. FOSSATI (2003): Monitoring slow mass movements with the Permanent Scatterer technique, In: Proceedings of IGARSS, Toulouse, France 2003.
- [4] AMELUNG, F., GALLOWAY, D. L., BELL, J. W., ZEBKER, H.A. & R. J. LACZNAK (1999): Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation, *Geology*, **27** (6), pp. 483-486
- [5] AMELUNG, F., JONSSON, S., ZEBKER, H. A. & P. SEGALL (2000): Widespread uplift and trapdoor faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry, *Nature*, **407**, pp. 993-996
- [6] ARTURI, A., DEL FRATE, F., LATEGANO, E., SCHIAVON, G. & S. STRAMONDO (2003): The 1998 Sarno (Italy) landslide from SAR interferometry, ESA Fringe Workshop in Frascati, Italy
- [7] BARBIERI, M., LICHTENEGGER, J. & G. CALABRESI (1999): The Izmit earthquake: A quick post-seismic analysis with satellite observations. *ESA Bulletin*, **100**, pp. 107-110
- [8] BELITZ, K., CORSINI, A., MAIR, V., SOLDATI, M., WEGMÜLLER, U. & J. ZILGER (2003): Monitoring of unstable slopes in the Italian Alps using satellite radar - results of the ESA/ESRIN DUP alpslope project, ESA Fringe Workshop in Frascati, Italy
- [9] BROWN, L.G. (1992): A Survey of image registration techniques, *ACM Computing Surveys*, **24** (4), pp. 325-376
- [10] BURGHARDT, O. ET AL. (1987): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Blatt C5506 Bonn, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld
- [11] CARNEC, C., MASSONNET, D. & CH. KING (1996): Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent, *Geophysical Research Letters*, **23** (24), pp. 3579-3582
- [12] COLESANTI, C., LE MOUELIC, S., BENNANI, M., RAUCOULES, D., CARNEC, C. & A. FERRETTI (2003): Detection of mining related ground instabilities using the Permanent Scatterers technique – A case study in the East of France, soumis à *International Journal of Remote Sensing*
- [13] COLESANTI, C., FERRETTI, A., PRATI, C. & F. ROCCA (2001): Comparing GPS, optical leveling and Permanent Scatterers, In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Sydney, Australia, 9-13 July 2001, pp. 2622—2624
- [14] COLESANTI, C., LOCATELLI, R. & F. NOVALI (2002): Ground deformation monitoring exploiting SAR Permanent Scatterers, In: *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Toronto, Canada, 24-28 June 2002

- [15] COLESANTI, C., FERRETTI, A., PRATI, C. & F. ROCCA (2002): Full exploitation of the ERS archive: Multi data set Permanent Scatterers analysis, In: International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toronto, Canada, 24-28 June 2002
- [16] COLESANTI, C., FERRETTI, A., PRATI, C. & F. ROCCA (2003): Monitoring landslides and tectonic motions with Permanent Scatterers technique, *Engineering Geology*, **68**, pp. 3-14
- [17] COLESANTI, C., FERRETTI, A., LOCATELLI, R. & G. SAVIO (2003): Multi-platform Permanent Scatterer analysis: First Results, 2nd GRSS/ISPRS Joint Workshop on "Data fusion and remote sensing over urban areas", Berlin, Germany, 22-23 May 2003, pp. 52-56
- [18] COLESANTI, C., FERRETTI, A., FERRUCCI, F., PRATI, C. & F. ROCCA (2000): Monitoring known seismic faults using the Permanent Scatterers (PS) Technique, In: International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Honolulu, Hawaii, 24-28 July 2000, 2221-2223
- [19] DELACOURT, CH., ALLEMAND, P., PICARD, F., RAUCOULES, D. & CH. SQUARZONI (2003): Potential and limitation of SAR interferometry for landslide study in the French Alps and Pyrenees, ESA Fringe Workshop in Frascati (Italy)
- [20] DIN18717 (1996), Präzisions-Nivellierlatten, Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (Beuth)
- [21] DÜRBAUM, H.J. & W. WOLFF (1958): Geophysikalischer und geomorphologischer Überblick über den südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht, *Fortschritte Geologie Rheinland und Westfalen*, **2**, S. 387-407
- [22] ERFTVERBAND, Jahresbericht 2001
- [23] FABIAN, M. & H. J. KÜMPEL (2003): Poroelasticity: Observation of anomalous near surface tilt induced by ground water pumping, *Journal of Hydrology*, **281** (3), pp. 187-205
- [24] FERRETTI, A., PRATI, C. & F. ROCCA (2001): Permanent Scatterers in SAR interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**(1), pp. 8-20
- [25] FERRETTI, A., FERRUCCI, F., PRATI, C. & F. ROCCA (2000): SAR analysis of building collapse by means of the Permanent Scatterer technique, In: Proc. IGARSS 2000, Honolulu, Hawaii, 24-28 July 2000
- [26] FERRETTI, A., PRATI, C. & F. ROCCA (2000): Non-linear subsidence rate estimation using Permanent Scatterers in differential SAR interferometry, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, **38** (5), pp. 2202-2212
- [27] FIELDING, E.J., BLOM, R.G. & R.M. GOLDSTEIN (1998): Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry, *Geophysical Research Letters*, **25**, pp. 3215
- [28] FREEZE, R.A. & J.A. CHERRY (1979): *Groundwater*, Prentice Hall, Englewood Cliff, NJ
- [29] FROGER, J.-L., MERLE, O. & P. BRIOLE (2001): Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **187**, pp. 245-258
- [30] FRUNEAU, B. & F. SARTI (2000): Detection of ground subsidence in the city of Paris using radar interferometry: isolation of deformation from atmospheric artifacts using correlation, *Geophysical Research Letters*, **27**(24), pp. 3981-3984
- [31] GABRIEL, A. K., GOLDSTEIN, R. M. & H. A. ZEBKER (1989): Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry, *Journal of Geophysical Research*, **94** (B7), pp. 9183-9191
- [32] GABRIEL, A.K. & R.M. GOLDSTEIN (1988): Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B, *International Journal of Remote Sensing*, **9** (5), pp. 857-872

- [33] GAMBOLATI, G. & R. A. FREEZE (1973): Mathematical simulation of the subsidence of Venice, *Water Resources Research*, **9** (3), pp. 721-733
- [34] GEUDTNER, D. (1995): Die interferometrische Verarbeitung von SAR-Daten des ERS-1, Forschungsbericht des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum (DFD), Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), **95-28**
- [35] GRABERT, H. (1998): Abriss der Geologie von Nordrhein-Westfalen, Schweizerbart'sche, Stuttgart
- [36] GRECKSCH, G. (1998): Der seismische Anteil vertikaler Bewegungen der Erdoberfläche an den Hauptverwerfungen der Niederrheinischen Bucht, Schriftenreihe des Sonderforschungsbereichs 350, **70**, p.15, Bonn
- [37] HAGER, H. ET AL. (1986): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Blatt C5106 Köln, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld
- [38] HAGER, H. ET AL. (1988): Geologie am Niederrhein, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld
- [39] HANSSEN, R. F. (1998): Atmospheric heterogenities in ERS tandem SAR interferometry, Delft University Press
- [40] HANSSEN, R.F. , ZEBKER, H. A., KLEES, R. & S. BARLAG (1998): On the use of meteorologic observations in SAR interferometry, International Geoscience and Remote Sensing Symposium in Seattle, Washington, USA, 6-10 July 1998, pp. 1644-1646
- [41] HANSSEN, R. F. (2001): Radar Interferometry: Data interpretation and error analysis, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- [42] HANSSEN, R.F. , FEIJT, A. & R. KLEES (2001): Comparison of precipitable water vapor observations by spaceborne radarinterferometry and Meteosat 6.7 mum radiometry, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18** (5), pp. 756-764
- [43] HOFFMANN, J. (2003): The application of satellite radar interferometry to the study of land subsidence over developed aquifer systems, PhD thesis, Stanford University
- [44] JUST, D. & R. BAMLER (1994): Phase statistics of interferograms with application to synthetic aperture radar, *Applied Optics*, **33** (20), pp. 4361-4368
- [45] KAMPES, B. M., HANSSEN, R. F. & L. M. TH. SWART (2001): Strategies for non-linear deformation estimation from interferometric stacks, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Sydney, Australia, 9-13 July 2001
- [46] KAMPES, B. M. (2003): Deformation at point scatterers in radar interferometry, VMSG annual report, Utrecht, the Netherlands, 19 May 2003
- [47] KAMPES, B. M. & N. ADAM (2003): Velocity field retrieval from long term coherent points in radar interferometric stacks, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toulouse, France, 21-25 July 2003
- [48] KAYSER, J. (1981): Errichten und Betreiben von Grundwassermessstellen im Rheinischen Braunkohlerevier, *Braunkohle - Wärme und Energie*, **33** (4), pp. 91-96
- [49] KEYSER, CH. J. (2001): Erfassung von Schwereänderungen in zwei lokalen Netzen in der Niederrheinischen Bucht von 1998-2000, Doktorarbeit, Universität Bonn
- [50] KLOSTERMANN, J. ET AL. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Blatt C5102 Mönchengladbach, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld

- [51] KLOSTERMANN, J., KREMERS, J. & R. RÖDER (1998): Rezente tektonische Bewegungen in der Niederrheinischen Bucht, Fortschritte Geologie Rheinland und Westfalen, **37**, 557-571
- [52] KÖNGETER, J. (2000): Wissenschaftliche Untersuchungen im Auftrag des Landesumweltamtes Nordrhein-Westfalen: Grundwassermodell Erftscholle, RWTH Aachen
- [53] KOSMANN, D., KNÖPFLE, W., RABUS, B. A & A. ROTH (2001): A large area digital elevation model from ERS-1/2 Tandem, In: Proceedings ISPRS Workinggroups Mapping from Space, Hannover, Germany
- [54] KRATZSCH, H. (1997): Bergschadenkunde, Springer-Verlag, Heidelberg
- [55] LANARI, R., FORNARO, G., RICCIO, D., MIGLIACCIO, M., PAPATHANASSIOU, K. P., MOREIRA, J., SCHWÄBISCH, M., DUTRA, L., PUGLISI, G., FRANCESCHETTI, G. & M. COLTELLI (1996): Generation of digital elevation models by using SIR-C/X-SAR multifrequency two-pass interferometry: the Etna case study, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, **34** (5), 1097-1114
- [56] LEHMANN, K., MENTES, G., KÜMPEL, H.-J. & P. VARGA, Approaching local ground dynamics by measurements of ground tilt, in: Kahmen, H., Brückl, E. & Wunderlich, Th. (eds.), Geodesy for Geotechnical and Structural Engineering, Institut für Landesvermessung und Ingenieur-geodäsie, TU Wien, pp. 99-104
- [57] LANDESOBERBERGAMT UND LANDESVERMESSUNGSAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (1999): Richtlinien für die Ausführung des Leitnivellements im Bezirk des Landesoberbergamts Nordrhein-Westfalen vom 23.12.1998
- [58] MASSONNET, D. ET AL. (1993): The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, Nature, **364**, pp. 138-142
- [59] MASSONNET, D., HOLZER, T. & H. VADON (1997): Land subsidence caused by the East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry, Geophysical Research Letters, **24** (8), pp. 901-904
- [60] MASSONNET, D. & K. FEIGL (1998): Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, Reviews of Geophysics, **36** (4), pp. 441-500
- [61] MEYER, W. & J. STETS (1994): Geologie des Ardennisch-Rheinischen Schiefergebirges.- in: Erdgeschichte im Rheinland, Dr. Friedrich Pfeil, München
- [62] MOSSOP, A. & P. SEGALL (1997): Subsidence at the Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and levelling survey, Geophysical Research Letters, **24** (14), pp. 1839-1842
- [63] LE MOUÉLIC S., RAUCOULES, D., CARNEC, C., KING, C. & F. ADRAGNA (2002): A ground uplift in the city of Paris (France) revealed by satellite radar interferometry, Geophys. Res. Lett., **29**, p. 1853
- [64] NAKAGAWA, H., MURAKAMI, M., FUJIWARA, S. & M. TOBITA (1999) : Land subsidence of the northern Kanto Plains caused by ground water extraction detected by JERS-1 SAR interferometry, Journal of the Geodetic Society of Japan, **45**, pp. 347-350
- [65] NEUMANN, K. (1964): Grenzschichten im Lockergestein, Braunkohle -- Wärme und Energie, **16** (5), Seiten 207-217
- [66] PEDERSEN, R. ET AL. (2003): Fault slip distribution of two June 2000 Mw6.5 earthquakes in South Iceland estimated from joint inversion of InSAR and GPS measurements, Earth and Planetary Science Letters, **213**, pp. 487-502

- [67] PERSKI, Z. & D. JURA (1999): ERS SAR interferometry for land subsidence detection in coal mining areas. *ESA Earth observation quarterly* **63**, pp. 25-29
- [68] PFEIFFER, D. & H.W. QUITZOW (1955): Erläuterungen zu Blatt Köln, Hydrologische Übersichtskarte 1:500.000, Bundesministerium für Wirtschaft, Remagen
- [69] PRATI, C., ROCCA, F. & G. A. MONTI (1989): Effects of speckle and additive noise on the altimetric resolution of interferometric SAR (ISAR) surveys, In: *Proceedings IGARSS'89, Vancouver*, pp. 2469-2472
- [70] PRATI, C. & F. ROCCA (1994): Use of the spectral shift in SAR interferometry, In: *Proceedings of the 2nd ERS-1 Symposium - Space at the Service of our Environment, Hamburg, Germany, 11-14 October 1993*, **ESA SP-361**, pp. 691-696
- [71] QUITZOW, H.W. & O. VAHLENSIECK (1955): Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht, *Geologische Rundschau*, **43**, pp. 56-67
- [72] RABUS, B.T. & D. R. FATLAND (2000): Comparison of SAR-interferometric and surveyed velocities on a mountain glacier: Black Rapids Glacier, *Journal of Glaciology*, **45** (152), pp. 119-128
- [73] RABUS, B.T. & O. LANG (2002): On the representation of ice-shelf grounding zones in SAR interferograms, *Journal of Glaciology*, **48** (162), pp. 345-356
- [74] RATHSMANN, W. (1986): Bodenbewegung als Folge von Grundwasserentzug im rheinischen Braunkohlerevier, *Braunkohle*, **38**, pp. 82-86
- [75] RAUCOULES, D., LE MOUELIC, S., CARNEC, C. & C. KING (2003): Urban subsidence in the city of Prato (Italy) monitored by satellite radarinterferometry, *International Journal of Remote Sensing*, **24** (4), pp. 891-897
- [76] RHEINBRAUN, AG (1999): Bericht über die Auswirkung der Grundwasserabsenkung durch die Entwässerungsmaßnahmen des Braunkohlenbergbaus, Oktober 1999
- [77] ROTT, H., SCHEUCHEL, B. & B. GRASEMANN (1999): Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry: A case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps, Austria, *Geophysical Research Letters*, **26** (11), p. 1629
- [78] SCHÄFER, A. ET AL. (1990): Tertiär der Niederrheinischen Bucht - Exkursion in Tagebauen der Rheinbraun AG auf der Köln Scholle. - in: *Sedimente 1990*, 5. Sedimentologen-Treff am 6.-7. Juni 1990 in Bonn, Geologisches Institut, Universität Bonn
- [79] SCHÄFER, A. (1994): Die Niederrheinische Bucht im Tertiär, *Erdgeschichte im Rheinland*, S. 155-164
- [80] SCHÄFER, A., UTESCHER, T. & F. VON DER HOCHT (1990): Klastische Sedimente im Tertiär der Niederrheinischen Bucht. - in: *Terra Nostra - Sediment '97*, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, Bonn
- [81] SCHAEFER, W. (1999): Bodenbewegungen und Bergschadensregulierung im Rheinischen Braunkohlerevier, 42. DMV-Tagung, **97** (3)
- [82] SCHWÄBISCH, M. (1995): Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle, Forschungsbericht des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum (DFD), Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), **95-25**
- [83] SIEMON, H. (1967): Entwässerung der Braunkohletagebaue im Rheinischen Braunkohlerevier, *Braunkohle -- Wärme und Energie*, **19** (2), 41-50

- [84] SPELTER, M. (1981): Das Grundwassermessstellennetz im Rheinischen Braunkohlerevier, Braunkohle - Wärme und Energie, **33** (4), 85-90
- [85] SPRECKELS, V., WEGMÜLLER, U., STROZZI, T., MUSIEDLAK, J. & H.-C. WICHLACZ (2001): Detection and observation of underground coal mining-induced surface deformation with differential SAR interferometry, Joint Workshop of ISPRS Working Group, Hannover, Germany, 19-21 September 2001
- [86] STEIN, A. (1964): Entwicklung der großräumigen Grundwasserabsenkung im Erftgebiet, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **116**, 131-140
- [87] STROZZI, T., TOSI, L., WEGMÜLLER, U., WERNER, C., TEATINI, P. & L. CARBOGNIN (2003): Land subsidence monitoring service in the lagoon of Venice, In: Proceedings of IGARSS 2003, Toulouse, France, 21-25 July 2003
- [88] STUMP BOHR AG (2004): Abteilung Messtechnik, Verschiebungsmessung mit Inklinometer, <http://www.stump.ch>
- [89] TESAURO, M. , BERARDINO, P., FORNARO, G., FRANCESCHETTI, G., LANARI, R. & E. SANOSTI (2000): Urban subsidence inside the city of Napoli (Italy) observed by satellite radar interferometry, Geophysical Research Letters, **27** (13), pp. 1961-1964
- [90] TERZAGHI, K. (1954): Theoretische Bodenmechanik, Springer, Berlin
- [91] TIMMEN L. & Y. XIA (1996): Überwachung von Bergbaugebieten mit SAR Interferometrie, Geowissenschaften, **10**, Verlage Ernst & Sohn, Berlin, pp. 395-398
- [92] TORGE, W. (1975): Geodäsie - Sammlung Göschen, Walter de Gruyter, Berlin
- [93] UNIVERSITÄT ESSEN: Skript zur Bodenmechanik, Universität Essen, Fachbereich Bauwesen
- [94] UNIVERSITÄT WUPPERTAL, Skript: Messen in der Geotechnik - Unterirdisches Bauen, Grundbau, Bodenmechanik, Bergische Universität Gesamthochschule Wuppertal
- [95] VARNHAGEN, B. (1967): Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen Grundwasserabsenkung und Bodensetzung im rheinischen Braunkohlerevier, Doktorarbeit, RWTH Aachen
- [96] VIETMEYER, J. (1998): Die Beobachtung von Massenbewegungen mit Hilfe der differentiellen Interferometrie, Diplomarbeit, Universität Bonn
- [97] WACKERNAGEL, H. (1998): Multivariate Geostatistics, 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin
- [98] WALTER, D., HOFFMANN, J. & B. KAMPES (2004): Radarfernerkundung zur Erfassung bergbaubedingter Senkungen, Schriftenreihe des Instituts für Markscheidewesen und Geodäsie an der Technischen Universität Bergakademie Freiberg, **2004-2**, Glückauf GmbH Essen, S. 228-239
- [99] WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa, Schweizerbart'sche, Stuttgart
- [100] WERNER, C., WEGMÜLLER, U., STROZZI, T. & A. WIESMANN (2003): Interferometric point target analysis for deformation mapping, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Toulouse, France, 21-25 July 2003
- [101] WRIGHT, P. & R. STOW (1999): Detecting mining subsidence from space, International Journal of Remote Sensing, **20** (6), pp. 1183-1188
- [102] WOLKERSDORFER, CH. & G. THIEM (1999): Ground water withdrawal and land subsidence in northeastern Saxony (Germany), Mine Water and the Environment, **18** (1), pp. 81-92
- [103] WORAWATTANAMATEEKUL, J., HOFFMANN, J., ADAM, N. & B. KAMPES (2003): Urban deformation monitoring in Bangkok metropolitan (Thailand) using Permanent Scatterer and differential interferometry techniques, In: ESA Fringe Workshop in Frascati, Italy

- [104] ZEBKER, H. A. & R. GOLDSTEIN (1986): Topographic mapping from interferometric SAR observations, *Journal of Geophysical Research*, **91**, pp. 4993-5001
- [105] ZEBKER, H. A., WERNER, C. L., ROSEN, P. A. & H. SCOTT (1994): Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32** (4), pp. 823-836
- [106] ZEBKER, H. A. & P. A. ROSEN (1997): Atmospheric effects in interferometric SAR surface deformation and topographic mapping, *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp. 7547-7563

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich den vielen Personen danken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben:

Meinen Eltern möchte ich ganz besonders danken, dass Sie bei all meinen Vorhaben vorbehaltlos hinter mir stehen und auch während der Promotion immer für mich da waren. Sie haben mir mein Studium und diese Arbeit ermöglicht und begleiten meinen Weg.

Meinem Freund, Dr. Sascha Marić, möchte ich für seine liebevolle Unterstützung und dafür, dass er mir stets zur Seite steht, sehr danken. Ihm und meiner Familie habe ich den großen Rückhalt zu verdanken, ohne den die Durchführung dieser Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Ganz besonders möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. Horst J. Neugebauer für die vorbehaltlose Unterstützung während meiner gesamten Promotion auch über die größere Entfernung Bonn-München sehr danken. Mit seinem steten Interesse und den Gespräche regte er Fortschritte dieser Arbeit an und ermöglichte sie.

Meinem Zweitgutachter und Institutsleiter des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums (DFD) des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR), Prof. Dr. Stefan Dech, danke ich für die Diskussionen in Zusammenhang mit meiner Arbeit und für die Korrektur der Arbeit. Ihm und dem Abteilungsleiter Dr. Harald Mehl möchte ich darüber hinaus für die freundliche Aufnahme im DFD danken, die mir die Durchführung meiner Analysen erst ermöglichte.

Meinem ehemaligen Betreuer, Dr. Bernhard Rabus, dessen Weg ihn leider nach Kanada führte, danke ich, dass er auch in schwierigen Anfangszeiten hinter mir stand und diese Arbeit unterstützte.

Seinem Nachfolger, Dr. Jörn Hoffmann, möchte ich für die kritische Überprüfung meiner Arbeit und die vielen intensiven Diskussionen danken, die mir halfen, Fragen zu klären und aus einer anderen Sichtweise deutlicher zu sehen.

Den beiden Entwicklern der DLR-Permanent Scatterer Software, Nico Adam und Bert Kampes vom Institut für Methodik der Fernerkundung des DLR möchte ich herzlich für die gute Zusammenarbeit danken. Ohne Ihre Software und die ständige Weiterentwicklung des Systems wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Ganz besonders gilt mein Dank auch Herrn Winfried Klein und seinen Kollegen vom Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen für die freundliche Bereitstellung meiner Vergleichsdaten und die Gespräche, die ebenfalls zum Gelingen meiner Arbeit einen großen Beitrag geleistet haben.

Herrn Schaefer, Herrn Asmus, Herrn Hovekamp und Herrn Knufinke von der RWE Rheinbraun AG danke ich für die Diskussionen, in der die geowissenschaftliche und technische Problematik beleuchtet wurden.

Bei Frau Levacher vom Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen möchte ich mich für die Bereitstellung und Einsicht in ihre Unterlagen bedanken.

Herrn Dr. Bolle von der Bezirksregierung Arnsberg (ehem. Landesoberbergamt Dortmund) danke ich für das nette Gespräch und die freundliche Unterstützung.

Dem Teamleiter Achim Roth und dem gesamten SAR-Topo-Team möchte ich für die freundliche Aufnahme in der Gruppe und die nette Arbeitsatmosphäre danken. Die vielen Gespräche „am runden Tisch“ halfen, den Kopf wieder frei zu bekommen und den Blick für das Wesentliche nicht zu verlieren.

Dank auch an Prof. Dikau vom Graduiertenkolleg der Universität Bonn, der mir als Kollegiatin die Besuche von Konferenzen finanziell ermöglichte und somit unter anderem auch den Grundstein für meine jetzige Arbeit legte.

Appendix 1

Verwendete SLC Szenen:

Track: 108

Frame: 2583

Datum	Orbit	t [Tage]	B [m]	
09.05.1992	04261	-2299	85	
22.05.1995	20136	-1191	-81	
26.06.1995	20637	-1156	-579	
04.09.1995	21639	-1086	-136	
18.12.1995	23142	-981	591	
19.12.1995	03469	-980	361	
27.02.1996	04471	-910	871	
01.04.1996	24645	-876	-248	
02.04.1996	04972	-875	-335	
24.09.1996	07477	-700	6	
05.08.1997	11986	-385	83	
03.03.1998	14992	-175	-586	
07.04.1998	15493	-140	-431	
16.06.1998	16495	-70	989	
21.07.1998	16996	-35	-492	
25.08.1998	17497	0	0	Master
29.09.1998	17998	35	780	
03.11.1998	18499	70	963	
08.12.1998	19000	105	-549	
12.01.1999	19501	140	-482	
16.02.1999	20002	175	1100	
23.03.1999	20503	210	-58	
27.04.1999	21004	245	-387	
31.05.1999	41178	279	890	
01.06.1999	21505	280	848	
06.07.1999	22006	315	-277	
10.08.1999	22507	350	1064	
14.09.1999	23008	385	-637	
19.10.1999	23509	420	-289	
23.11.1999	24010	455	150	
27.12.1999	44184	489	349	
31.01.2000	44685	524	-8	
01.02.2000	25012	525	155	
07.03.2000	25513	560	61	

Appendix

11.04.2000	26014	595	530
20.06.2000	27016	665	-359
25.07.2000	27517	700	-247
29.08.2000	28018	735	542
03.10.2000	28519	770	-82
07.11.2000	29020	805	611
12.12.2000	29521	840	-30

Appendix 2

vollständige Parameterliste:

mission_id	STR	E2
acquisition_time	STR	25-AUG-1998 10:29:43.564
processing_facility	STR	D-PAF
processing_system	STR	VMP
processing_time	STR	23-APR-2002/20:21:53
orbit_number	STR	17497
frame_number	STR	2583
n_samples	INT_32	3500
n_lines	INT_32	18816
center_time	FLT_15	3.77835640e+04
center_latitude	FLT_6	5.070700e+01
center_longitude	FLT_6	6.271000e+00
inc_angle_center	FLT_6	2.331100e+01
prf	FLT_6	1.679902e+03
az_bandwidth	FLT_6	1.378000e+03
fdc_start	FLT_6	2.272970e+02

#

*

azimuth time for polynomial with equal index [sec of day]

```
#
*****
*
fdc_poly_az_time      FLT_15_V    0  1
                      {
3.778356400000000e+04
                      }

*****
# range reference time for polynomial with equal index [sec of day]
# *****
fdc_poly_rg_ref_time  FLT_15_V    0  1
                      {
                          5.564396000000000e-03
# *****
# coeffs. of doppler polynomial(s) [Hz] [Hz/sec] [Hz/sec^2] [Hz/sec^3]
# *****
fdc_poly_coeff        FLT_15_M    0  1    0  4
                      {
                          {
                              2.272969970703125e+02
                              -1.539570000000000e+05
                              5.710000000000000e+08
                              0.000000000000000e+00
                          }
                      }

first_rg_time         FLT_15      5.59187132652395E-03

first_az_time         FLT_15      3.77764285179386E+04

radar_frequency       FLT_15      5.30000000e+09

range_sampling_frequency FLT_15      1.89624680e+07

range_bandwidth       FLT_15      1.55500000e+07

range_hamming_offset  FLT_6      7.500000e-01

range_hamming_coeff   FLT_6      2.500000e-01

azimuth_hamming_offset FLT_6      7.500000e-01
```

azimuth_hamming_coeff	FLT_6	2.500000e-01
replica_pulse_power	FLT_15	1.03551000e+05
calibration_constant	FLT_15	9.33253000e+04
orbit_type	STR	HEADER
az_orbit_error	FLT_6	1.000000e+01
rg_orbit_error	FLT_6	1.000000e+01
state_vectors_time	FLT_15_V	0 5
	{	
3.777526400000000e+04		
		3.777943100000000e+04
		3.778359800000001e+04
		3.778776500000000e+04
		3.779193200000000e+04
	}	
looking_direction	STR	RIGHT
state_vectors_x	FLT_15_V	0 5
	{	
4.489878760000000e+06		
		4.514329810000000e+06
		4.538693700000000e+06
		4.562969940000000e+06
		4.587158070000000e+06
	}	
state_vectors_y	FLT_15_V	0 5
	{	
		8.388761800000001e+05
		8.346542000000000e+05
		8.304017400000000e+05
		8.261189500000000e+05
		8.218059399999999e+05
	}	
state_vectors_z	FLT_15_V	0 5
	{	

```
5.510054260000000e+06
5.490729250000000e+06
5.471300590000000e+06
5.451768630000000e+06
5.432133730000000e+06
}

# -----
# orbit description
# -----
orbit_representation STR  orbit_pool_double_double
orbit_param_key     STR  state_vectors_time
orbit_value_key     STR  {state_vectors_x,state_vectors_y,state_vectors_z}
orbit_reference_time STR  0.0
orbit_interpolation STR  polynom

oversampling        FLT_15    2.000000000000000E+00

ellipsoid_parameters FLT_15_V    0    9
{
    0.000000000000000e+00
    0.000000000000000e+00
    0.000000000000000e+00
    0.000000000000000e+00
    0.000000000000000e+00
    0.000000000000000e+00
    1.000000000000000e+00
    6.378137000000000e+06
    6.356752300000000e+06
}

antenna_look_direction STR  right

# range distance [m]
# range distance [m]
near_az_look_angle    FLT_15_V    0 11
{
    1.80174887398009851e+01
    1.82696046775450007e+01
    1.85175428986566466e+01
    1.87614717818030066e+01
```

```
1.90015484584681467e+01
1.92379198451723852e+01
1.94707235567038026e+01
1.97000887167278620e+01
1.99261366795406580e+01
2.01489816746016643e+01
2.03687313837191830e+01
}

# range distance [m]
# range distance [m]
far_az_look_angle    FLT_15_V    0  11
{
1.80316515050561392e+01
1.82835569426833509e+01
1.85312934772613467e+01
1.87750288847288758e+01
1.90149197500897174e+01
1.92511124930549933e+01
1.94837442756150168e+01
1.97129438077567691e+01
1.99388320649736386e+01
2.01615229291073845e+01
2.03811237623041102e+01
}

# range distance [m]
# range distance [m]
early_az_range_distance FLT_15_V    011
{
8.38200424899167730e+05
8.39583385453857132e+05
8.40966346008545836e+05
8.42349306563234655e+05
8.43732267117923475e+05
8.45115227672612178e+05
8.46498188227300998e+05
8.47881148781989701e+05
8.49264109336678754e+05
8.50647069891367457e+05
8.52030030446056509e+05
}

# range distance [m]
```

```
# range distance [m]
late_az_range_distance FLT_15_V 0 11
{
  8.38200424899167963e+05
  8.39583385453856783e+05
  8.40966346008545719e+05
  8.42349306563234190e+05
  8.43732267117923126e+05
  8.45115227672612295e+05
  8.46498188227300998e+05
  8.47881148781989934e+05
  8.49264109336678637e+05
  8.50647069891368039e+05
  8.52030030446056509e+05
}
```

Appendix 3

Systemvoraussetzungen:

Die Prozessierung der ERS-1/-2 Daten mit der DLR-Permanent Scatterer Software erfolgte unter dem Betriebssystem UNIX.

Wie bereits erwähnt (Kap. 3) ist es auf Grund der Prozessorleistung und Rechenzeit günstig einen Ausschnitt aus der Radarszene zu wählen. Im vorliegenden Fall wurde der Datensatz mit ungefähr einer Gebietsgröße von ¼ Szene (ca. 25 x 25 km) gerechnet.

Beim Einlesen der Szenen entsteht ein Plattenspeicherbedarf von ca. 2 GB/Szene (Ausschnitt). In späteren Verarbeitungsschritten können Zwischenprodukte gelöscht werden, Der gesamte Plattenplatzbedarf ist abhängig von der Anzahl der verwendeten Szenen (und der Größe des Gebietsausschnitts).

Die Prozessierung der Daten erfolgte parallel mit acht CPU's mit je einer Taktung von 750 MHz. Für eine praktikable Anwendung sollte mindestens ein Prozessor mit 750 MHz zu Verfügung stehen.

Es wurden 32 GB Arbeitsspeicher verwendet. Mindestanforderung ist ~1 GB RAM. Für die Prozessierungsschritte der eigentlichen Schätzung der Permanent Scatterer ist später nur noch ein Arbeitsspeicher von 1 MB nötig.

Die Rechenzeit mit den genannten Voraussetzungen liegt zu Zeit unter 10 Min./ Szene (mündliche Mitteilung, Bert Kampes).