

3D-Seismikinterpretation, Struktur- und Attributanalyse sowie Visualisierung submariner Canyons, Mud Volcanoes und Pockmarks am Kontinentalhang des Nigerdelta-Beckens

vorgelegt von
Master of Science
Christian Sehnert
geboren in Wippra

von der Fakultät VI – Planen Bauen Umwelt
der Technischen Universität Berlin
zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften
- Dr. rer. nat. -

genehmigte Dissertation

Promotionsausschuss:

Vorsitzender:	Prof. Dr. Tomás Fernandez-Steeger
Gutachter:	Prof. Dr. Wilhelm Dominik
Gutachter:	Prof. Dr. Christoph Heubeck
Gutachterin:	Prof. Dr. Charlotte Krawczyk

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 03. November 2017

Berlin 2018

Betreuer: Prof. Dr. Wilhelm Dominik, Fachgebietsleiter der Explorationsgeologie am Institut für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Berlin

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, Christian Sehnert, dass die vorliegende Dissertation ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Literatur angefertigt wurde. Die Stellen der Arbeit, die anderen Werken wörtlich oder inhaltlich entnommen sind, wurden durch entsprechende Angaben der Quellen kenntlich gemacht. Diese Arbeit oder darin enthaltene Teile sind in gleicher oder ähnlicher Form weder an der Fakultät VI – Planen Bauen Umwelt der Technischen Universität Berlin noch einer anderen wissenschaftlichen Einrichtung zum Zwecke der Promotion eingereicht worden.

Christian Sehnert

Berlin, den 21. April 2017

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen bedanken, die mich bei der Erstellung dieser Arbeit moralisch, fachlich und materiell unterstützt haben. Mein besonderer Dank gilt meinem Doktorvater Prof. Dr. Wilhelm Dominik für die Themenvergabe, die Betreuung und seinen fachlichen Rat. Dem gesamten Fachgebiet der Explorationsgeologie danke ich für die freundliche Aufnahme in das Kollegium und die große Unterstützung nicht nur bei der Erstellung dieser Arbeit. Ich möchte Prof. Dr. Charlotte Krawczyk und Prof. Dr. Christoph Heubeck, meinem ehemaligen Professor an der Freien Universität Berlin, dafür danken, sich als Gutachter dieser Arbeit zur Verfügung gestellt zu haben. Außerdem danke ich den Studenten Patrick Bauer und David Hiersemann, die jeweils ihre Abschlussarbeiten zu einzelnen Themenschwerpunkten dieser Arbeit anfertigten. Vor allem gilt mein Dank auch Claus Roeseler und Noreast Petroleum Nigeria Ltd. für die Bereitstellung der Daten und die Genehmigung der Veröffentlichung der Ergebnisse.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden mithilfe der 3D-Seismikinterpretation, der seismischen Struktur- sowie Attributanalyse geologische Strukturen im Bereich des zentralen submarinen Nigerdeltas untersucht. In dem 3.282 Quadratkilometer großen Untersuchungsgebiet wurden ein submariner Canyon, zwei Paläo-Canyons, 43 *Mud Volcanoes*, 17 Paläo-*Mud Volcanoes* und fünf große *Pockmark*-Felder identifiziert. Zudem wurden die Bildungsprozesse der *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* in Verbindung mit dem Störungssystem beschrieben. Die auf dem Kontinentalhang des Nigerdeltas vorkommenden sedimentären Ablagerungsgürtel beziehungsweise strukturellen Gefügezonen konnten im Untersuchungsgebiet nachgewiesen und mit der regionalen Geologie in Einklang gebracht werden. Die beobachteten Strukturen und Prozesse entsprechen den regionalgeologischen Gegebenheiten eines charakteristischen regressiven Deltas am passiven Kontinentalrand.

Der subrezente bis rezente Canyon ist aktiv, unterscheidet sich in Morphologie und Geometrie von dem benachbarten, größeren Niger-Canyon und gehört definitionsgemäß zu den Typ II-Canyonssystemen. Er beginnt auf dem Kontinentalhang, stellt eine Reaktivierung des pleistozänen Paläo-Canyons dar und wird durch gravitative Massenbewegungen mit Sedimenten aus dem Niger gespeist. Die untersuchten Paläo-Canyons weisen eine andere Entwicklung auf, wobei einer den direkten Vorgänger an gleicher Stelle und der andere einen etwas älteren, alternativen Canyonverlauf darstellt, als die Zubringer der Sedimente weiter nordwestlich lagen. Die Paläo-Canyons entstammen fluviatilen *Channels*, da sie als *Channel* des Niger auf dem ehemaligen pleistozänen Kontinentalschelf entstanden, und gehören wie der rezente Niger-Canyon zum Typ I-Canyonssystem. Ihr Alter konnte auf das Jung- bis Mittelpleistozän datiert werden. Die Steuerungsprozesse für die Bildung und Erhaltung dieser submarinen Canyons gehen auf den allgemein regressiven Trend und die hohen Sedimentationsraten an einem passiven Kontinentalrand zurück.

Die Bildung der *Mud Volcanoes* ist streng an die Existenz der Schlammdiapire gebunden und steht in Verbindung mit dem Auftreten und der Entwicklung von *Growth Faults* und anderen listrischen Abschiebungen. Der Diapirismus, welcher für die Deformationen der Sedimente im Untersuchungsgebiet verantwortlich ist, steht im

Zusammenhang mit plastischen Tonsedimenten und der Sedimentauflast durch hohe Sedimentationsraten, die zur Bildung des Überdruck-Regimes in der Region führten.

Ein großer Teil der *Mud Volcanoes* steigt entlang von Störungen auf, der Rest geht direkt aus den an die Sedimentoberfläche aufsteigenden Schlammdiapiren hervor. Die *Mud Volcanoes* verteilen sich fast ausschließlich in einer der drei im Untersuchungsgebiet identifizierten strukturellen Gefügezonen, welche durch die synsedimentären *Growth Faults*, *Thrust Faults* und die Kinematik der auftretenden Störungen definiert sind. Diese synsedimentären Störungen sind für die Nordwest-Südost-orientierte Hauptstörungsrichtung verantwortlich.

Für die Entstehung der *Pockmarks* wurden zwei Bildungsprozesse identifiziert. Der erste Prozess steht in Zusammenhang mit listrischen Abschiebungen, entlang derer die Fluide aufsteigen und an denen sich die *Pockmarks* in Ketten aneinanderreihen. Der zweite Prozess steht in Zusammenhang mit den *Mud Volcanoes* und Schlammdiapiren, aus deren Gasschloten die Fluide entweichen. Die Häufigkeit der *Pockmarks* korreliert räumlich und zeitlich mit jener der *Mud Volcanoes*. In Bereichen mit dem häufigsten Auftreten dieser Strukturen sind die Fluidströme im Untergrund hydraulisch sehr aktiv, wobei der Nordwesten die jüngste und stärkste Aktivität aufweist.

Abstract

In this work geologic structures of a part of the central submarine Niger delta were examined with the help of 3D seismic interpretation, seismic structural analysis as well as attribute analysis. In the 3.282 square kilometre study area a submarine canyon, two palaeo-canyons, 43 mud volcanoes, 17 palaeo-mud volcanoes and five big pockmark fields were identified. Besides, the formation processes of the mud volcanoes and pockmarks in the context of the fault system were examined and described. The sedimentary depobelts respectively structural framework zones on the continental slope of the Niger delta were verified in the study area and made consistent with the regional geology. The studied structures and processes correspond to the regional geologic conditions of a characteristic regressive delta at a passive continental margin.

The subrecent to recent canyon is active, differs in morphology and geometry from the adjacent, larger Niger canyon and are by definition part of the type II-canyon systems. It originates on the continental slope, represents a reactivation of the palaeo-canyon and is fed by gravitative mass transport with sediments from River Niger. The palaeo-canyons show a different development, from which one represents a direct predecessor at the same place and the other one some older, alternative canyon course when the direction of sediment supply was more to the northwest. The palaeo-canyons arose from fluvial channels, because they originate as channels of the River Niger on the former Pleistocene continental shelf and are type I-canyons like the recent Niger canyon. Their ages could be dated to the Late to Middle Pleistocene. The generally regressive trend and the high sedimentation rates at a passive continental margin like the Niger delta are the control processes for the formation and preservation of the submarine canyons.

The formation of the mud volcanoes is linked to the existence of the mud diapirs and is mostly related to the appearance and the development of growth faults and similar listric normal faults. The diapirism which is responsible for the deformations of the sediments in the study area is linked to plastic shale sediments and the sediment load by high sedimentation rates which are the origins of the overpressure regime in the region.

The majority of the mud volcanoes forms along faults, the remaining arise directly from the mud diapirs which are migrating to the sediment surface. The mud volcanoes spread almost exclusively in one of three structural framework zones identified in the study area which are defined by synsedimentary growth faults, thrust faults and the kinematics of the appearing faults. These synsedimentary faults are responsible for the main fault direction oriented from northwest to southeast.

For the origin of the pockmarks two formation processes were identified. The first process is linked to listric normal faults in which the pockmarks line up in chains and the other to the mud volcanoes and shale diapirs from whose side vents the pockmarks arise. It is remarkable that the spatial frequency of the pockmarks correlates with that of the mud volcanoes. Overall the fluid flow in the study area is hydraulically very active; nevertheless, the northwestern part shows the most recent and maximum activity.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Die weltweit bedeutendsten Deltas und die Lage des Nigerdeltas auf einer Weltkarte (aus Reijers et al., 1997)	4
Abbildung 2: Geomorphologische, bathymetrische Karte des Nigerdeltas mit den geologisch begrenzenden Strukturen, den lobenförmigen Ablagerungszonen und der Lage des Untersuchungsgebiets (nach Matthew et al., 2010)	6
Abbildung 3: Geologische Karte des Golfs von Guinea und angrenzenden Gebieten mit der Lage der Sedimentbecken, dem Verlauf der Transformstörungszonen, der Lage der Growth und Toe Thrust Faults sowie den Konturlinien der Wassertiefen (nach Corredor et al., 2005)	7
Abbildung 4: Tektonische Karte des südlichen Atlantiks mit Lage der Transformstörungszonen (A; nach Briggs et al., 2009) und schematisches Profil AB durch das zentrale Nigerdelta und Darstellung der Begrenzung des Benue Trough durch die Transformstörungen (B; nach Reijers et al., 1997)	11
Abbildung 5: Megatektonik des südlichen Benue Trough vom Alb bis ins Santon (A) und Megatektonik des südlichen Benue Trough vom Campan bis ins Eozän (B; nach Reijers et al., 1997).....	12
Abbildung 6: Schematische Darstellung von Beispielen verschiedener Growth Faults und zugehöriger Strukturen im Nigerdelta (nach Stacher, 1995).....	14
Abbildung 7: A: Karte des submarinen Nigerdeltas mit der Lage der strukturellen Gefügezonen (nach Mourgues et al., 2009); B: Schematisches Profil durch das Nigerdelta (nach Matthew et al., 2010).....	17
Abbildung 8: Schematisches Profil durch die Ablagerungsgürtel des Nigerdeltas (aus Doust & Omatsola, 1990).	19
Abbildung 9: Konzeptionelles Modell der progradierenden Ablagerungsgürtel im Nigerdelta (aus Doust & Omatsola, 1990).....	20

Abbildung 10: Schematische Darstellung der Entwicklung synsedimentärer Strukturen des känozoischen Nigerdeltas (nach Evamy et al., 1978).	22
Abbildung 11: Schematische Darstellung der Progradation des Nigerdeltas sowie Verlauf und Form der Küstenlinie (Ablagerungsgürtel) von Eozän bis Pleistozän (nach Tuttle et al., 1999)	23
Abbildung 12: Schematische Darstellung der paläogeographischen und faziellen Entwicklung des Benue- und Anambra-Beckens von Alb bis Maastricht (nach Reijers et al., 1997)	27
Abbildung 13: Stratigraphische Sektion des Anambra-Beckens von Coniac bis Barton und die äquivalenten Formationen im Nigerdelta-Becken (nach Reijers et al., 1997)	28
Abbildung 14: Schematisches Profil durch das Nigerdelta und Darstellung der progradierenden, marinen und kontinentalen Fazies (nach Tuttle et al., 1999)	31
Abbildung 15: Strukturkarte der Teufen des Top der Akata-Fm. (A), Mächtigkeitskarte der Agbada-Fm. (B), Mächtigkeitskarte der Benin-Fm. (C) sowie Verteilung und Grenzen der drei Formationen im Nigerdelta-Becken (nach Avbovbo, 1978).....	32
Abbildung 16: Schematische Darstellung der Stratigraphie der Formationen im Nigerdelta-Becken und der bekanntesten submarinen Paläo-Canyons (nach Doust & Omatsola, 1990)..	34
Abbildung 17: Schematische Darstellung des Kontinentalschelfs und Kontinentalhangs und der hier auftretenden gravitativen Prozesse (Massenbewegungen) und Meeresströmungen sowie den daraus resultierenden sedimentären Ablagerungen und Strukturen (nach Shanmugam, 2003).....	38
Abbildung 18: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Arten submariner Canyons und Channels (nach Jobe et al., 2011).....	39
Abbildung 19: Schematische Darstellungen submariner Canyons an aktiven (A) und passiven (B) Kontinentalrändern (nach Harris & Whiteway, 2011).....	41

Abbildung 20: Die Abbildung des Meeresbodens (Dip Curvature-Attributkarte) zeigt den Benin-Canyon im Golf von Guinea mit seinem Haupt- und Nebenarm (aus Deptuck et al., 2007).....	42
Abbildung 21: Strukturkarte des Meeresbodens mit rezenten Intraslope-Becken zwischen submarinen Canyons am Kontinentalhang (aus Shanmugam, 2006).....	47
Abbildung 22: 3D-Strukturkarte und seismische Sektion des Meeresbodens im Golf von Guinea (aus Jobe et al., 2011)	48
Abbildung 23: Lage der neun rezenten, submarinen Canyons und der drei bekanntesten Paläo-Canyons des Nigerdelta-Beckens (nach Shanmugam, 2003).....	49
Abbildung 24: Weltweite Verteilung der subaerischen und submarinen Mud Volcano-Gebiete (nach Milkov, 2000).....	53
Abbildung 25: Schematische Darstellung der Grundstruktur eines Mud Volcanoes und die zugehörigen Komponenten (nach Dimitrov, 2002).....	58
Abbildung 26: Konzeptionelles Modell für die Bildung von Mud Volcanoes in extensionalen und translationalen Zonen in Verbindung mit listrischen Abschiebungen (aus Graue, 2000)	59
Abbildung 27: Schematische Darstellung der internen Schlotsysteme von Mud Volcanoes und die zugehörigen Strukturen in seismischen Sektionen (nach Somoza et al., 2012)	60
Abbildung 28: Schematische Darstellung der Entstehungsprozesse submariner Mud Volcanoes (aus Milkov, 2000)	63
Abbildung 29: Schematische Darstellung der Struktur von Pockmarks am Meeresboden und den zugehörigen Gasschloten im Untergrund (aus Cathles et al., 2010)	66
Abbildung 30: Schematische Darstellung der morphologischen Klassen von Pockmarks (nach Hovland et al., 2002)	68

Abbildung 31: 3D-Ansicht einer bathymetrischen Karte des Meeresbodens erstellt mit Fächerecholot (nach Hovland et al., 2010)	69
Abbildung 32: Konzeptionelles Modell der Entstehung von Pockmarks (aus Judd, 2001).....	70
Abbildung 33: Schematische Darstellung der Bildung von Pockmarks in Verbindung mit listrischen Abschiebungen (nach Pilcher & Argent, 2007).....	71
Abbildung 34: Karte des Seismic Survey mit der Lage der Inlines und Crosslines, der drei Untersuchungsgebiete A, B und C und der Bohrungen (1 und 2).....	76
Abbildung 35: Strukturkarte des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Untersuchungsgebiets A und Lage der seismischen Profile A bis E und J bis L	88
Abbildung 36: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der seismischen Diskordanz innerhalb des Untersuchungsgebiets A und Lage der seismischen Profile F bis I.....	89
Abbildung 37: 3D-Ansichten des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Untersuchungsgebiets A	90
Abbildung 38: Seismiklinie A (Arbitrary Line).....	91
Abbildung 39: Seismiklinie B (Ausschnitt aus Inline 3.800).....	92
Abbildung 40: Seismiklinie C (Ausschnitt aus Inline 4.190).....	93
Abbildung 41: Seismiklinie E (Arbitrary Line parallel zum Canyonverlauf).....	95
Abbildung 42: Seismiklinie D (Ausschnitt aus Inline 4.740)	96
Abbildung 43: Seismiklinie J (Ausschnitt aus Inline 5.200).....	97
Abbildung 44: Seismiklinie K (Ausschnitt aus Inline 6.380)	98

Abbildung 45: Seismiklinie L (Arbitrary Line parallel zum Canyonverlauf).....	99
Abbildung 46: Die RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens innerhalb des Untersuchungsgebiets A zeigt den exakten Verlauf beider Einschnitte des Fishtown-Canyons	100
Abbildung 47: Die RMS Amplitude-Attributkarte der seismischen Diskordanz innerhalb des Untersuchungsgebiets A zeigt den ungefähren Verlauf des pleistozänen Palão-Canyons	101
Abbildung 48: Ausschnitt aus Horizonslice bei 19 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz	103
Abbildung 49: Ausschnitt aus Horizonslice bei 64 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz	104
Abbildung 50: Ausschnitt aus Horizonslice bei 31 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz	105
Abbildung 51: 3D-Ansichten des Reflexionshorizonts der seismischen Diskordanz innerhalb des Untersuchungsgebiets A	107
Abbildung 52: Ausschnitt aus Timeslice bei 1.485 Millisekunden TWT	109
Abbildung 53: Seismiklinie F (Ausschnitt aus Inline 2.880)	110
Abbildung 54: Seismiklinie G (Ausschnitt aus Inline 2.800)	111
Abbildung 55: Seismiklinie H (Ausschnitt aus Inline 3.770)	112
Abbildung 56: Seismiklinie I (Ausschnitt aus Inline 4.360)	113
Abbildung 57: Ausschnitt aus Horizonslice bei 197 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz	116

Abbildung 58: Strukturkarte des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B)	118
Abbildung 59: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B)	120
Abbildung 60: Ausschnitt aus Crosslines 5.000 (A) und 5.500 (B) im südwestlichen Bereich des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B)	121
Abbildung 61: Ausschnitt aus Crossline 6.600 im nordöstlichen Randgebiet des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B)	121
Abbildung 62: RMS Amplitude-Attributkarte vom Meeresboden des gesamten Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B) mit der Lage der identifizierten Mud Volcanoes	123
Abbildung 63: Ausschnitt aus Crossline 3.230	127
Abbildung 64: Ausschnitt des südöstlichen Bereichs der RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens (A) und der gleiche Ausschnitt der RMS Amplitude-Attributkarte bei 800 bis 1.200 Millisekunden TWT (B).....	129
Abbildung 65: Ausschnitt aus Inline 3.520.....	130
Abbildung 66: Ausschnitt aus Crossline 7.116	131
Abbildung 67: Ausschnitt aus Timeslice bei 990 Millisekunden TWT.....	132
Abbildung 68: Ausschnitt des südöstlichen Bereichs aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens.....	133
Abbildung 69: Ausschnitt des südöstlichen Bereichs aus der Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens.....	134

Abbildung 70: Ausschnitt des südlichen Bereichs der RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens (A) und der gleiche Ausschnitt der RMS Amplitude-Attributkarte bei 1.600 bis 2.000 Millisekunden TWT (B).....	135
Abbildung 71: Ausschnitt aus Inline 4.844.....	136
Abbildung 72: Ausschnitt aus Crossline 7.066	136
Abbildung 73: Ausschnitt des südlichen Bereichs aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens.....	137
Abbildung 74: Ausschnitt des südlichen Bereichs aus der Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens.....	138
Abbildung 75: Ausschnitt des nördlichen Bereichs der RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens (A) und der gleiche Ausschnitt der RMS Amplitude-Attributkarte bei 1.200 bis 1.600 Millisekunden TWT (B).....	139
Abbildung 76: Ausschnitt aus Inline 3.880	140
Abbildung 77: Ausschnitt aus Crossline 3.000	141
Abbildung 78: Ausschnitt aus Inline 3.770	142
Abbildung 79: Ausschnitt aus Crossline 3.042	143
Abbildung 80: Ausschnitt des nördlichen Bereichs aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens.....	144
Abbildung 81: Ausschnitt des nördlichen Bereichs aus der Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens.....	145

Abbildung 82: RMS Amplitude-Attributkarte vom Meeresboden des gesamten Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B) mit der Lage der fünf definierten Pockmark-Felder	147
Abbildung 83: Ausschnitt aus Crossline 4.524	148
Abbildung 84: Ausschnitt aus Crossline 3.730	149
Abbildung 85: Ausschnitt des östlichen Randbereichs von Pockmark-Feld 1 aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens	150
Abbildung 86: Ausschnitt des zentrumsnahen Bereichs von Pockmark-Feld 1 aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens	151
Abbildung 87: Ausschnitt des zentralen Bereichs von Pockmark-Feld 5 aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens	152
Abbildung 88: Ausschnitt aus Crossline 7.140	154
Abbildung 89: Ausschnitt aus RMS Amplitude-Attributkarte der seismischen Diskordanz... ..	158
Abbildung 91: 3D-Ansicht des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Untersuchungsgebiets C.	159
Abbildung 92: Ausschnitt aus Crossline 3.000	160
Abbildung 93: Ausschnitt aus Crossline 2.600	161
Abbildung 94: Ausschnitt aus Crossline 3.400	162
Abbildung 95: Mächtigkeitskarte des Intervalls vom rezenten Meeresboden bis zur Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	163

Abbildung 96: Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens innerhalb des Untersuchungsgebiets C	164
Abbildung 97: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	165
Abbildung 98: 3D-Ansicht des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	166
Abbildung 99: Dip Curvature-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	168
Abbildung 100: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Messinium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	171
Abbildung 102: Dip Curvature-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Messinium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	172
Abbildung 103: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	173
Abbildung 104: 3D-Ansicht des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C	174
Abbildung 105: Dip Curvature-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C.....	175
Abbildung 106: Konzeptionelles Modell der Entwicklung des Fishtown-Canyons und seines pleistozänen Vorgängers vom Calabrium bis heute	177
Abbildung 107: Schematische Darstellung des südwestlichen, mäandrierenden Abschnitts des Palão-Canyons im Ionium.....	177

Abbildung 108: Stratigraphische Sektion des Fishtown-Canyons und seines pleistozänen Vorgängers von Gelasium bis heute.....	179
Abbildung 109: Konzeptionelles Modell der Bildung von Mud Volcanoes in Verbindung mit Schlammdiapiren und listrischen Abschiebungen	183
Abbildung 110: Schematische Darstellung des Ausfließens und der Ablagerung der Mud Breccia-Sedimente	184
Abbildung 111: Schematische Darstellung der beiden im Untersuchungsgebiet vorkommenden Bildungsprozesse der Pockmarks	185

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Lage und Abmessungen der im Untersuchungsgebiet B identifizierten rezenten <i>Mud Volcanoes</i>	124
--	-----

Tabelle 2: Lage und Abmessungen der im Untersuchungsgebiet B identifizierten Paläo- <i>Mud Volcanoes</i>	128
--	-----

Tabelle 3: Informationen zu den definierten <i>Pockmark</i> -Feldern in Untersuchungsgebiet B	153
---	-----

Anhangsverzeichnis

Anhang 1: Tabelle der Dimensionen moderner Canyons (<i>aus Shanmugam, 2006</i>).....	201
Anhang 2: <i>Dip Curvature</i> -Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet A.....	201
Anhang 3: <i>Dip Azimuth</i> -Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet A.....	202
Anhang 4: <i>Dip Curvature</i> -Attributkarte der seismischen Diskordanz aus Untersuchungsgebiet A.....	203
Anhang 5: <i>Dip Azimuth</i> -Attributkarte der seismischen Diskordanz aus Untersuchungsgebiet A.....	204
Anhang 6: <i>Dip Curvature</i> -Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet B.....	205
Anhang 7: <i>Dip Azimuth</i> -Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet B.....	206
Anhang 8: <i>RMS Amplitude</i> -Attributkarte bei 800 bis 1.200 Millisekunden TWT aus Untersuchungsgebiet B.....	207
Anhang 9: <i>RMS Amplitude</i> -Attributkarte bei 1.200 bis 1.600 Millisekunden TWT aus Untersuchungsgebiet B.....	208
Anhang 10: <i>RMS Amplitude</i> -Attributkarte bei 1.600 bis 2.000 Millisekunden TWT aus Untersuchungsgebiet B.....	209
Anhang 11: <i>RMS Amplitude</i> -Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet C.....	210
Anhang 12: <i>Dip Azimuth</i> -Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet C.....	211

Anhang 13: <i>RMS Amplitude</i> -Attributkarte der Sequenzgrenze Top Calabrium aus Untersuchungsgebiet C.....	212
Anhang 14: <i>Dip Azimuth</i> -Attributkarte der Sequenzgrenze Top Calabrium aus Untersuchungsgebiet C.....	213
Anhang 15: <i>RMS Amplitude</i> -Attributkarte der Sequenzgrenze Top Messinium aus Untersuchungsgebiet C.....	214
Anhang 16: <i>Dip Azimuth</i> -Attributkarte der Sequenzgrenze Top Messinium aus Untersuchungsgebiet C.....	215
Anhang 17: <i>RMS Amplitude</i> -Attributkarte der Sequenzgrenze Top Serravallium aus Untersuchungsgebiet C.....	216
Anhang 18: <i>Dip Azimuth</i> -Attributkarte der Sequenzgrenze Top Serravallium aus Untersuchungsgebiet C.....	217
Anhang 19: <i>Crossline</i> 5.500 durch das gesamte Untersuchungsgebiet B mit Darstellung der strukturellen Gefügezonen nach Corredor et al., (2005) und der Störungen synsedimentären Ursprungs.....	218

Inhaltsverzeichnis

Eidesstattliche Erklärung.....	v
Danksagung.....	vii
Zusammenfassung.....	ix
<i>Abstract</i>	xi
Abbildungsverzeichnis.....	xiii
Tabellenverzeichnis.....	xxiii
Anhangsverzeichnis.....	xxiv
Inhaltsverzeichnis.....	xxvi
1. Einleitung	1
2. Geographie und Geomorphologie des Nigerdeltas.....	4
3. Regionale Geologie des Nigerdeltas	9
3.1 Tektonik.....	10
3.2 Sedimentologie	18
3.3 Stratigraphie	26
4. Untersuchungsgebiet	35
5. Submarine Canyons.....	38
6. Natürliche Fluidaustritte.....	51
6.1 Mud Volcanoes.....	52
6.2 Pockmarks	65
7. Datengrundlage.....	74
7.1 Datendarstellung submarine Canyons	77
7.2 Datendarstellung Fluidaustritte	79
7.3 Datendarstellung Störungssystem	81
7.4 Seismische Attribute.....	83
8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons	86

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes	117
10. Visualisierung und Interpretation der Pockmarks	146
11. Visualisierung und Interpretation des Störungssystems	157
12. Ergebnisse.....	176
13. Diskussion und Ausblick.....	186
Literaturverzeichnis.....	188
Anhang	201

1. Einleitung

Das grundlegende Verständnis der komplexen Strukturen innerhalb eines Sedimentbeckens ist eine der Aufgaben und Herausforderungen der Beckenanalyse. Die gravitativ-tektonischen Prozesse, die zur Deformation der Sedimentgesteine im submarinen Bereich der passiven Kontinentalränder führen, sind bekannt. Um mehr über die Ursachen und Folgen dieser Prozesse zu erfahren, hat die geologische Interpretation der Untergrundstrukturen des tektonisch aktiven, submarinen Nigerdeltas seit der Akquisition von 2D- und besonders 3D-Reflexionsseismik stark zugenommen (*Cartwright & Huuse, 2005; Briggs et al., 2009*).

Die Entwicklung des seit dem Paläogen bestehenden jüngsten Beckens innerhalb des Golfs von Guinea prägte unter anderem die submarinen Canyons. Die Transport- und Ablagerungsprozesse innerhalb der Canyons sowie deren Entstehung, Orientierung und Morphologie sind Ergebnisse der durch die tektonischen und klimatischen Prozesse der im Bereich des Nigerdeltas geschaffenen Randbedingungen. Die rezente Morphologie des Nigerdeltas ist die Folge einer regressiven Sequenz klastischer Sedimente und der damit einhergehenden hohen Sedimentationsrate am Kontinentalhang. Die submarinen Canyons fungieren als Verbindung für den Sedimenttransport von terrestrischen Bereichen über den Schelfbereich, den Kontinentalhang bis in die abyssalen Tiefen. Der Sedimenttransport innerhalb der Canyons erfolgt durch gravitative Massenbewegungen, deren verschiedene Transportprozesse zu einer reichen Faziesvielfalt auf kleinem Raum führten.

Natürliche Fluid- und Gasaustritte am Meeresboden sind Indikatoren für potentielle Kohlenwasserstoffvorkommen. Das Aussickern der Kohlenwasserstoffe steht in Verbindung mit geologischen Untergrundstrukturen, welche eine Möglichkeit des Aufstiegs von Fluidströmen im Untergrund darstellen. Insbesondere *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* gelten als Strukturen, die mit der vertikalen Migration der Fluide verbunden sind.

Das Vorkommen und die Entstehung der submarinen Canyons sowie der natürlichen Kohlenwasserstoffaustritte sind Folge der regionalen tektonischen und sedimentologischen Prozesse (Sedimentationsraten, Subsidenzraten, *Growth Fault*-Bildung, Diapirismus). Daher

1. Einleitung

dienen Erkenntnisse über die Entstehung dieser Strukturen und deren Prozessen dem Verständnis der geologischen Gesamtsituation in der Region.

Um das Verständnis über die Dynamik dieses Systems zu verbessern und die Zusammenhänge zwischen der strukturellen Entwicklung und der verschiedenen Prozesse besser zu verstehen, wurde in dieser Arbeit mithilfe eines 3D-*Seismic Surveys* eine detaillierte 3D-Seismikinterpretation eines Untersuchungsgebiets am Kontinentalhang des zentralen Nigerdeltas durchgeführt. Für die detaillierte Erstbeschreibung der geologischen Strukturen des Untersuchungsgebiets wurden Struktur- und Attributanalysen sowie Visualisierungen des submarinen Canyons, der *Mud Volcanoes* und *Pockmarks*, sowie des Störungssystems vorgenommen. Insbesondere wurden die Zusammenhänge dieser geologischen Strukturen mit dem Diapirismus und den *Growth Faults* untersucht. Die Arbeit teilt sich in drei übergeordnete Abschnitte mit unterschiedlichen Untersuchungsgebieten sowie Untersuchungsschwerpunkten.

Im ersten Abschnitt wird auf den Verlauf, die Morphologie und die Sequenzstratigraphie des rezenten submarinen Canyons und seines nicht mehr aktiven pleistozänen Äquivalents eingegangen. Dafür wurden zwei Reflexionshorizonte und mehrere seismische Sektionen und *Timeslices* im Bereich des Canyons interpretiert sowie Attributkarten der Reflexionshorizonte erstellt, um die Bildungs- und Entwicklungsgeschichte dieser Canyons aufzuzeigen.

Der zweite Abschnitt befasst sich mit der Identifizierung und Kartierung der natürlichen Kohlenwasserstoffaustritte sowie deren Entstehung und Vorkommen im Kontext der regionalgeologischen Entwicklung, insbesondere dem Verhältnis dieser Strukturen zum Störungssystem. Dafür wurden im gesamten Untersuchungsgebiet zwei Reflexionshorizonte detailliert interpretiert und zusätzlich seismische Sektionen und *Timeslices* ausgewertet. Zudem wurde eine seismische Attributanalyse der beiden Reflexionshorizonte durchgeführt, um die Strukturen besser darstellen und beschreiben zu können.

Im dritten Abschnitt wird im nordwestlichen Bereich des Untersuchungsgebiets umfangreicher auf das Störungssystem eingegangen (Strukturanalyse der Hauptstörungen/*Growth Faults* und Nebensterungen) sowie zwei weitere, ältere

Reflexionshorizonte interpretiert und eine Attributanalyse durchgeführt, um den Zusammenhang zwischen dem lokalen Störungssystem und der regionalen Geologie aufzeigen zu können.

2. Geographie und Geomorphologie des Nigerdeltas

Das Nigerdelta, welches das Mündungsdelta des Flusses Niger ist, befindet sich geographisch an der Westküste Zentralafrikas ungefähr auf Höhe des Äquators im Golf von Guinea (siehe Abbildung 1). Es ist ein komplexes System, welches durch die Flüsse Niger, Benue und Cross ständigen Veränderungen unterliegt. Mehr als 80 Prozent des Nigerdeltas sind zeitweise überflutet, was hauptsächlich für die großflächigen Erosionen der Flussufer verantwortlich ist. Fließt das Wasser nach der Regenzeit ab, bleiben großflächige Sümpfe und Seen zurück. Auf diese Weise gestaltet sich das Nigerdelta durch das Zusammenspiel von Erosion und Transport von Schutt und Schlamm regelmäßig neu. Nach der allgemeinen geomorphologischen Klassifikation handelt es sich bei dem Nigerdelta um ein gezeitendominiertes Bogendelta (*Tuttle et al., 1999*).



Abbildung 1: Die weltweit bedeutendsten Deltas und die Lage des Nigerdeltas auf einer Weltkarte (aus Reijers et al., 1997)

Seit dem Eozän progradiert das Nigerdelta in südwestlicher Richtung und formt dabei zeitlich und räumlich aufeinander folgende Ablagerungsgürtel. Diese stellen die zu jedem Entwicklungsstadium aktiven Ablagerungsbereiche des Deltas und das beckenwärtige Vordringen der Küstenlinie dar (*Tuttle et al., 1999*). Die rezente Küstenlinie ist relativ glatt und ragt annähernd konvex und symmetrisch in den Golf von Guinea. Die konvexe Form der Küstenlinie entstand ebenfalls seit dem Eozän. Das rezente Nigerdelta beinhaltet große submarine aber auch subaerische (terrestrische) Bereiche. Der Großteil der terrestrischen Bereiche liegt im Staat Nigeria und nimmt eine Fläche von ungefähr 75.000 Quadratkilometer ein. Den weitaus größeren Teil des Deltas nimmt jedoch der submarine Bereich mit einer Fläche von ungefähr 140.000 Quadratkilometer ein (*Hooper et al., 2002; Adeogba et al., 2005*).

Das Nigerdelta umfasst den westlichen Kontinentalrand Zentralafrikas zwischen dem vierten und sechsten Grad nördlicher Breite sowie dem dritten und neunten Grad östlicher Länge und erstreckt sich in südwestlicher Verlängerung entlang des *Benue Trough* (*Reijers et al., 1997*). Der terrestrische Bereich des Nigerdeltas ist durch geologische Strukturen Südnigerias und Südwestkameruns begrenzt. Die nördliche Grenze wird durch die *Benin Flank* gebildet, einem Ostnordost gerichteten Faltengürtel südlich des Westafrikanischen Massivs. Im Nordosten wird das Becken durch das kretazische *Abakaliki High* und in ostsüdöstlicher Richtung von der *Calabar Flank*, einem Faltengürtel, welcher das Nigerdelta vom Oban-Massiv trennt, begrenzt (siehe Abbildung 2 und 3). Im submarinen Bereich bildet im Osten die Kamerunische Vulkankette und im Westen das Dahomey-Becken die Grenze (*Tuttle et al., 1999*). Im Südwesten gehört die Bucht von Benin und im Südosten die Bucht von Biafra zum Nigerdelta. Die Wassergrenze des Deltas ist im Westen durch das Dahomey-Becken, im Süden durch den Golf von Guinea und im Osten durch die Kamerunische Vulkankette definiert (*Bustin, 1988*).

2. Geographie und Geomorphologie des Nigerdeltas

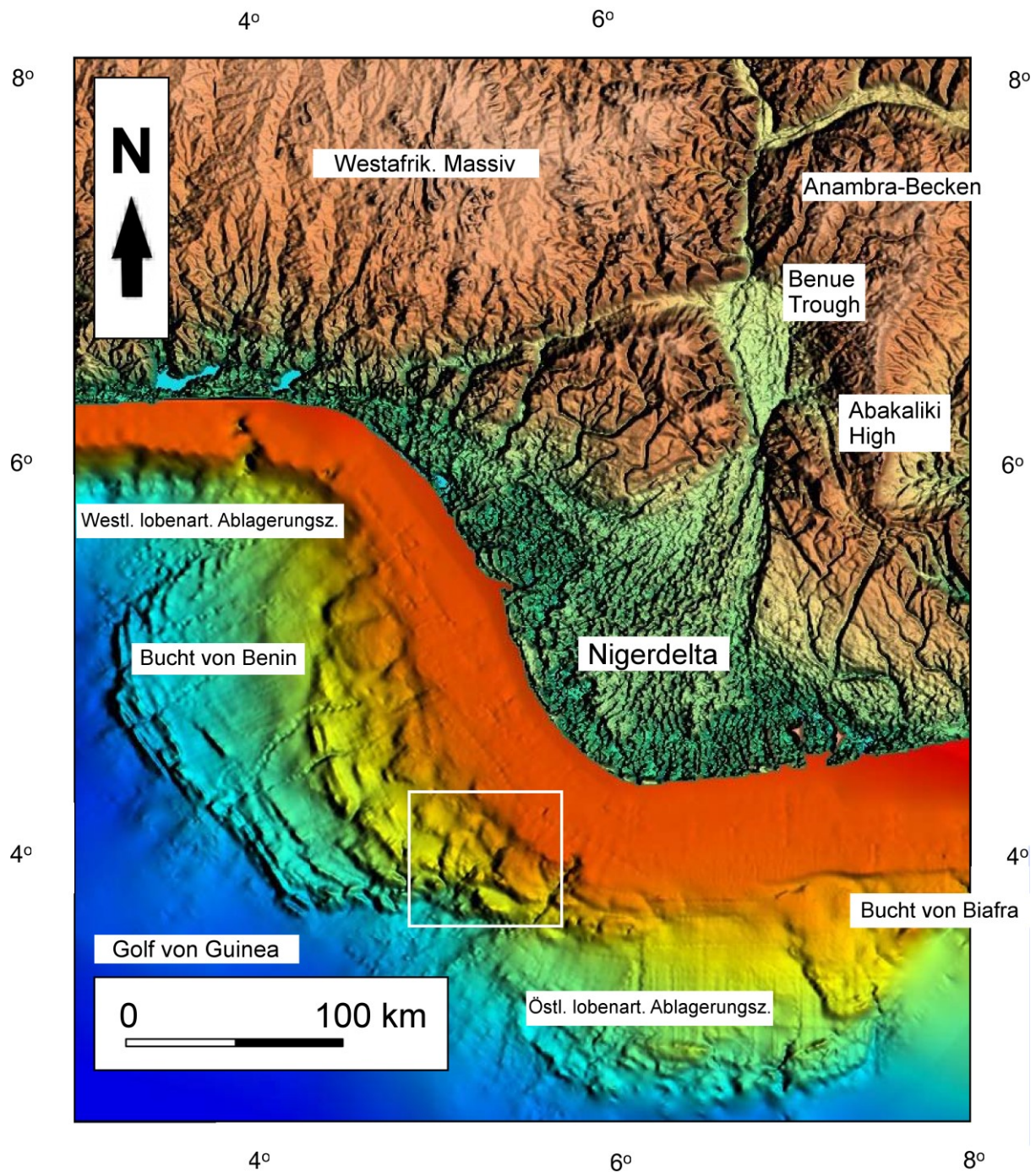


Abbildung 2: Geomorphologische, bathymetrische Karte des Nigerdeltas mit den geologisch begrenzenden Strukturen, den lobenförmigen Ablagerungszonen und der Lage des Untersuchungsgebiets (nach Matthew et al., 2010)

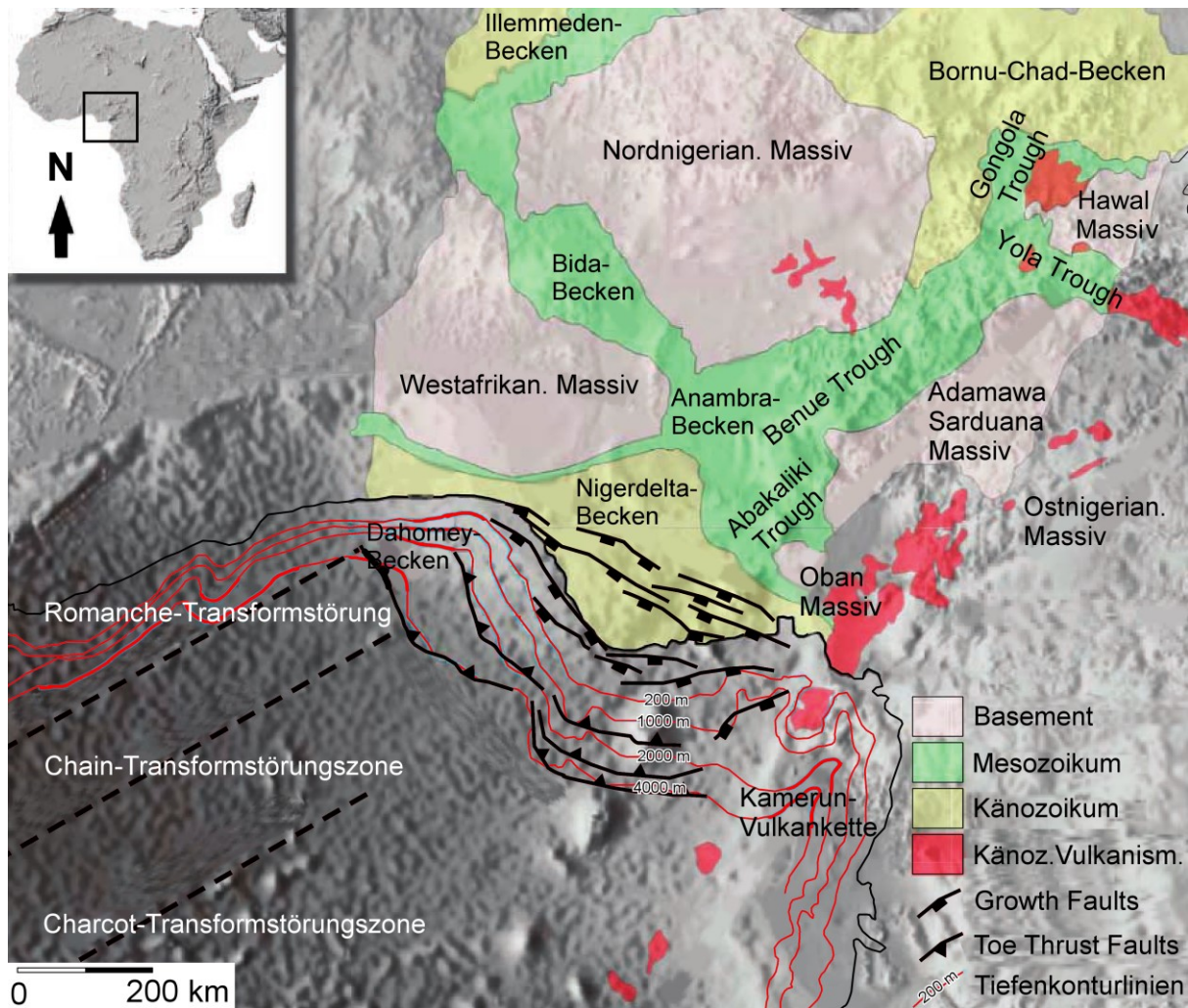


Abbildung 3: Geologische Karte des Golfs von Guinea und angrenzenden Gebieten mit der Lage der Sedimentbecken, dem Verlauf der Transformstörungszonen, der Lage der Growth und Toe Thrust Faults sowie den Konturlinien der Wassertiefen (nach Corredor et al., 2005)

Das proximale Einflussgebiet des Nigerdeltas nimmt den Kontinentalschelf ein. Der Schelfbereich des Nigerdeltas erstreckt sich bis auf 80 Kilometer Entfernung zur Küstenlinie und reicht bis in Wassertiefen von ungefähr 250 Meter. Anschließend beginnt der neritische Bereich mit dem Kontinentalhang, welcher von der Schelfkante bis in Wassertiefen von 2.400 bis 3.000 Meter reicht. Der Kontinentalhang weist ein durchschnittliches Gefälle von 1,7 Grad auf. Durch starke Deformationen in Folge von Diapirismus und der Bildung von lokalen *Intraslope*-Becken schwanken die Werte des Gefälles stark und der Meeresboden weist daher eine unregelmäßige Topographie auf. Unterhalb der 2.400 bis 3.000 Meter Wassertiefe geht der Kontinentalhang in den flacher abfallenden Kontinentalfuß (0,2 Grad Gefälle) und damit in die tiefsten und distalen Bereiche des Nigerdeltas über. In einer Wassertiefe von ungefähr 4.500 Metern und einer Entfernung zur Küstenlinie von bis zu 250 Kilometern vereint sich der Kontinentalfuß schließlich mit der *Guinea Abyssal Plain* (Damuth, 1994).

2. Geographie und Geomorphologie des Nigerdeltas

Der Großteil der Sedimente erreicht seit dem Paläogen das Nigerdelta von Norden und Osten aus durch das Ypsilon-förmige Niger-Benue-Flusssystem. Die jährliche Sedimentfracht, die im Niger zusammen mit bis zu 300 Milliarden Kubikmeter Wasser das Delta erreicht, beträgt ungefähr 19 Millionen Kubikmeter (*Doust & Omatsola, 1990*). Diese Sedimente werden in den Hochlandschilden des kristallinen Basements erodiert und in den Golf von Guinea transportiert. Zusätzlich werden mesozoisch-känozoische Ablagerungen aus den durchströmten Sedimentbecken des nigerianischen Hinterlandes erodiert und in Richtung Delta transportiert. Der Eintrag vulkanischer Sedimente aus der Kamerunischen Vulkankette erfolgt seit dem Miozän von den Flüssen Benue und Cross (*Allen, 1970; Doust & Omatsola, 1990*). Die Hauptsedimentationsräume bilden zwei lobenförmige Ablagerungszonen entlang des Kontinentalhangs, wobei sich eine im Westen und eine im Osten des Nigerdeltas befindet (siehe Abbildung 2; *Hooper et al., 2002; Cobbold et al. 2009*). Aufgrund der durchgängig hohen Sedimentationsraten seit dem Eozän beträgt die Mächtigkeit der Sedimente im Nigerdelta-Becken heute mehr als zwölf Kilometer (*Reijers et al., 1997*).

3. Regionale Geologie des Nigerdeltas

Das Nigerdelta-Becken ist das jüngste und küstennahste Teilbecken innerhalb des *Benue Trough* und bildet mit einer Fläche von 300.000 Quadratkilometern, einem Sedimentvolumen von 500.000 Kubikkilometern und einer maximalen Sedimentmächtigkeit von mehr als zwölf Kilometern im Beckenzentrum eines der größten regressiven Flussdeltas der Welt. Diese mächtigen Ablagerungen von marinen und deltaisch-fluviatilen Sedimenten wurden durch eine Reihe von transgressiven und regressiven Phasen gebildet (*Doust & Omatsola, 1990; Kulke, 1995; Reijers et al., 1997*).

In Westafrika können mehrere oberkretazische Beckenbildungsphasen unterschieden werden. Erstens die Bildung der präantonischen, transgressiven und regressiven Komplexe, als der grabenartige *Benue Trough* als Folge der Trennung Südamerikas von Afrika aufbrach. Zweitens die Entwicklung des postsantonischen Anambra-Beckens im Nordwesten des Abakaliki-Faltengürtels als Folge von regressiven Offlap-Sequenzen im Campan. Drittens, die transgressive Phase im Maastricht, als der Atlantik große Teile Nord- und Zentralafrikas überflutete und zum Beispiel das Bida-Becken bildete, und schließlich die känozoische Entwicklung des Nigerdelta-Beckens durch wiederum regressive Offlap-Sequenzen (*Tuttle et al., 1999; Jermannaud et al., 2009*). Während dieser Beckenbildungsphasen kam es in Westafrika zur Bildung von insgesamt sieben Sedimentbecken: dem Anambra-Becken, dem Benue-Becken, dem Benin-Becken, dem Bida-Becken, dem Bornu-Tschad-Becken, dem Illemmeden-Becken und dem in dieser Arbeit untersuchten Nigerdelta-Becken (siehe Abbildung 3; *Doust & Omatsola, 1990*).

Das Nigerdelta-Becken enthält ein großes Petroleumsystem, das sogenannte känozoische Akata-Agbada-Petroleum-System (*Ekweozor & Daukoru, 1994; Tuttle et al., 1999*).

3.1 Tektonik

Das strukturgeologische System des Kontinentalrandes der äquatorial-afrikanischen Westküste wird durch kretazische Transformstörungen (unter anderem die Romanche-, die Chain- und die Charcot-Transformstörungen) gesteuert, die sich durch Gräben und Kämme in der Tiefsee des Atlantiks widerspiegeln (*Davies et al., 2005; Briggs et al., 2009*). Diese Transformstörungen führten zur Bildung der einzelnen Becken und des kretazischen *Benue Trough*, der sich tief in den westafrikanischen Schild eingeschnitten hat und entstanden ist als Gondwana auseinander brach und sich Südamerika von Afrika trennte.

Die rezenten, rechtwinkligen Formen der südamerikanischen Ostküste und der westafrikanischen Küste resultierten aus kretazischen Grabenbrüchen oder Riftzonen. Einer dieser Grabenbrüche stellt einen fehlgeschlagenen Versuch der Öffnung des Südatlantiks an einem Tripelpunkt der Kontinentalplatten dar. Der *Benue Trough* ist also das Produkt eines Grabenbruchs, der sich gleichzeitig mit dem Golf von Guinea während des Alb und Abt (Unterkreide) öffnete (*Burke et al., 1971; Reijers et al., 1997*). Dieser Grabenbruch ist ein Arm des Tripelpunktes, der sich heute im Golf von Guinea unter dem Nigerdelta befindet. Der *Benue Trough* bildete sich im Gegensatz zu den anderen zwei Grabenbrüchen nicht vollständig aus und wird somit als Aulakogen bezeichnet.

Die rezente Position der Kontinente resultierte aus der fortwährenden Öffnung des Süd- und Zentralatlantiks durch die vollständige Entwicklung zweier Arme dieses Tripelpunktes. Der zweite Arm des Tripelpunktes bildete an seinem östlichen Rand den passiven Kontinentalrand im Südatlantik, der entlang der Südwestküste Nigerias und Kameruns Richtung Süden verläuft. Der dritte Arm bildete den Zentralatlantik, dessen nördlicher Rand den passiven Kontinentalrand darstellt, der entlang der Küsten Nigerias, Benins und Togos Richtung Westen verläuft (*Doust & Omatsola, 1990*). Gravimetrische Untersuchungen unterstützen die Theorie, dass das Nigerdelta-Becken über ozeanischer Kruste gebildet wurde und somit das Ergebnis eines nicht ausgebildeten Grabenbruchs ist (*Hospers, 1965; Tuttle et al., 1999*).

Der *Benue Trough* wird hauptsächlich begrenzt durch die zwei großen Transformstörungen Chain und Charcot, welche bis heute für die taphrogene Subsidenz in der Region verantwortlich sind. Sie streichen Richtung Nordost-Südwest, was somit auch dem ehemaligen Bewegungsverlauf Südamerikas entspricht (siehe Abbildung 4). Die sinistrale Bewegung der Transformstörungen sorgt für kleinere Nordwest-Südost verlaufende Bruchzonen innerhalb des *Benue Trough*. Die *Calabar Flank* ist durch die sinistrale Verschiebung dieser Nebenzstörungen der Charcot-Transformstörungenzone am Kontinentalrand des östlichen Deltarandes entstanden. Die Chain-Transformstörungenzone geht hingegen mit der Entstehung der *Benin Flank* am westlichen Rand des Deltas einher (siehe Abbildung 4 und 5; Burke et al., 1971; Reijers et al., 1997; Davies et al., 2005).

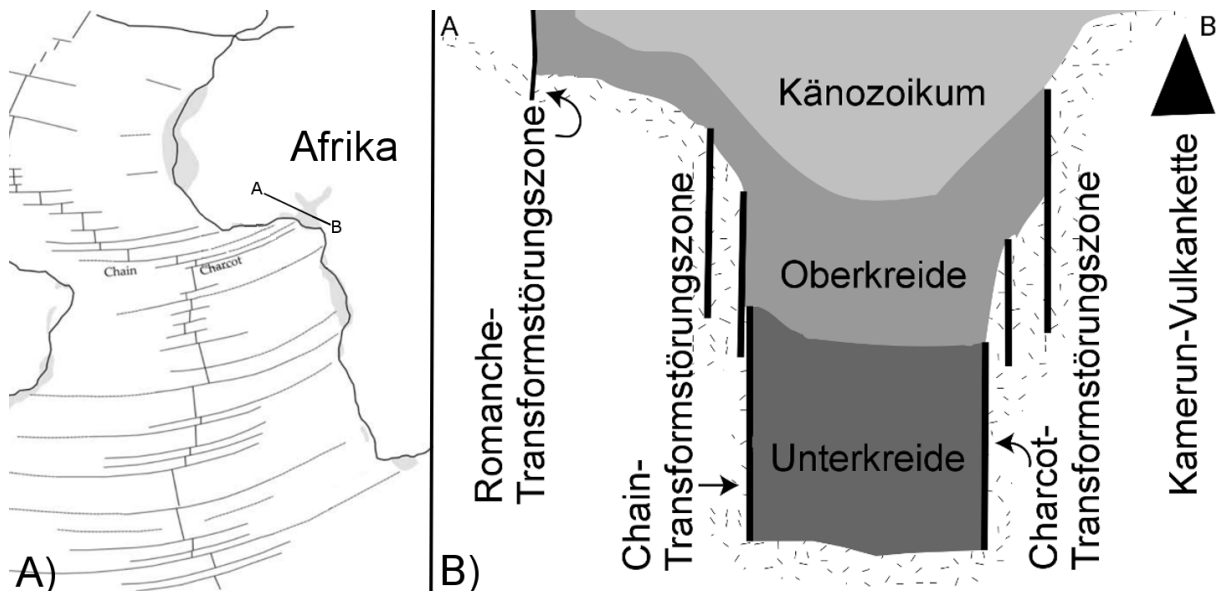


Abbildung 4: Tektonische Karte des südlichen Atlantiks mit Lage der Transformstörungen (A; nach Briggs et al., 2009) und schematisches Profil AB durch das zentrale Nigerdelta und Darstellung der Begrenzung des Benue Trough durch die Transformstörungen (B; nach Reijers et al., 1997); Lage des Profils AB in Abbildung A

Im Santon und Campan (Oberkreide) wurde durch die Aktivität der Transformstörungen ein Teil des *Benue Trough* regional verfaltet. Der *Abakaliki Trough*, bis dahin nur ein Teil des *Benue Trough*, wurde aufgrund von Inversion herausgehoben und es bildete sich die bis heute bestehende Antiklinalstruktur des *Abakaliki High* (siehe Abbildung 5). Der Grund für die Inversion ist vermutlich die Änderung der Rotationsachse der Plattenbewegung oder der Zusammenstoß der afrikanischen Platte mit der eurasischen Platte während der ersten Phase der alpidischen Orogenese. Durch gleichzeitig stattfindende Subsidenz bildete sich nördlich des Nigerdelta-Beckens das Anambra-Becken, das als

3.1 Tektonik

Protobecken für das rezente Nigerdelta-Becken angesehen wird. Westlich der *Abakaliki High*-Antiklinale bildete sich die Afikpo-Synklinale (siehe Abbildung 5; *Doust & Omatsola, 1990; Reijers et al., 1997*).

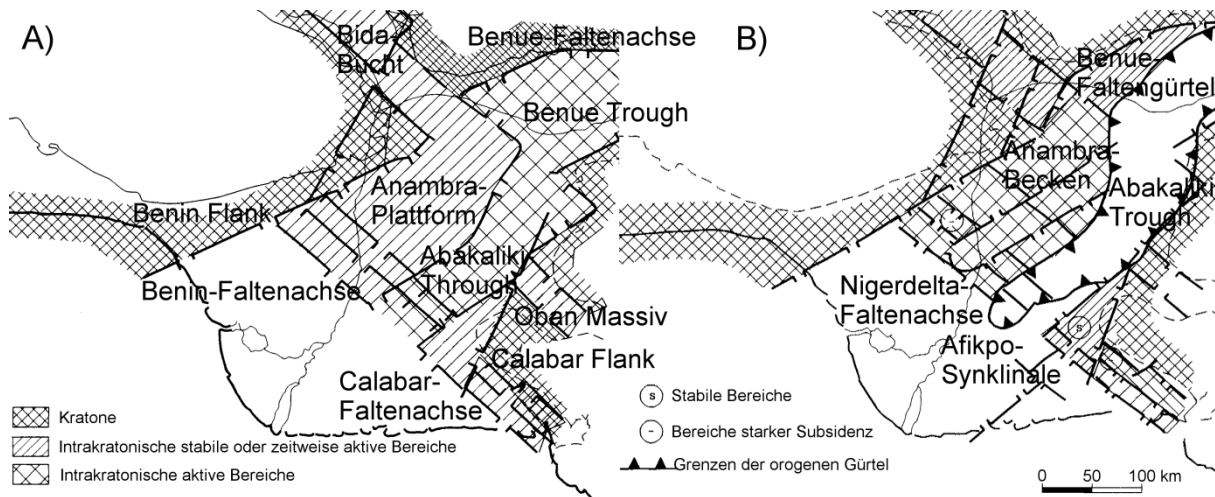


Abbildung 5: Megatektonik des südlichen Benue Trough vom Alb bis ins Santon (A) und Megatektonik des südlichen Benue Trough vom Campan bis ins Eozän (B; nach Reijers et al., 1997)

Die Aktivität der Transformstörungszonen nahm in der Oberkreide ab und im Eozän wurden gravitativ-tektonische Vorgänge zu den vorherrschenden Verformungsprozessen. Die hohe Mobilität der Tonsedimente führte zur inneren Verformung der Sedimente und trat als Reaktion zweier Prozesse auf: Schlammdiapire entstanden aufgrund des stetigen Aufstiegs der schwach verdichteten, sich unter Überdruck befindlichen Prodelta- und Deltahang-Tonsedimente der Akata-Formation durch die stärker verdichteten aber ebenfalls unverfestigten Deltafront-Sande der Agbada-Formation (zur Stratigraphie des Nigerdeltabeckens siehe Kapitel 3.3). Diese Schlammdiapire verformten große Teile des Nigerdeltas und sind die Ursache der weit verbreiteten und häufigen Störungen. Zudem traten am Kontinentalhang aufgrund der geringen beckenwärtigen Stabilität der Akata-Tonsedimente gravitative Massenbewegungen auf (*Kulke, 1995; Tuttle et al., 1999*).

Das Nigerdelta ist tektonisch komplex aufgebaut. Dies wird durch eine Vielzahl an Störungen widerspiegelt. Im terrestrischen Bereich des Nigerdeltas herrscht ein extensionales Regime vor, wobei die Tektonik des Basements nur eine untergeordnete Rolle spielt. Die meisten extensionalen Störungen treten gut erkennbar in der Agbada-Formation auf, da sich die Störungen innerhalb der Akata-Formation aufgrund der plastischen Eigenschaften der Tonsedimente nicht gut verfolgen lassen. Vor der Ablagerung der

hängenden Benin-Formation waren diese gravitativ-tektonischen Prozesse bereits beendet (*Evamy et al., 1978; Tuttle et al., 1999*).

Synsedimentäre, regional auftretende *Growth Faults* dominieren das strukturelle Erscheinungsbild des terrestrischen Bereichs des Nigerdeltas. Sie entstehen aufgrund der anhaltend hohen Sedimentationsraten und Setzung der proximalen Sedimentablagerungen. Die plastischen Tonsedimente der gering verdichteten Akata-Formation weichen unter der Auflast der Agbada- und Benin-Formation in Richtung Beckenzentrum aus. Die durch die Mobilität der Akata-Tonsedimente ausgelösten Abschiebungen verlaufen listrisch (mit zunehmender Tiefe flacher) durch die Agbada-Formation und gehen in eine schichtparallele Abscherungsfläche in der Akata-Formation nahe der ozeanischen Kruste über. Resultierend aus der listrischen Geometrie bildeten sich *Rollover*-Strukturen mit Antiklinalen. Das Einfallen der *Growth Faults* ist beckenwärts und die listrische Form reicht von fast linear bis sichelförmig. Diese Abschiebungen unterteilen die sukzessiven Sedimentationsphasen des Nigerdelta-Beckens in verschiedene Ablagerungsgürtel (*Reijers et al., 1997; Back et al., 2006*). Zudem entstehen *Mud Volcanoes* häufig in direkter Nachbarschaft zu den synsedimentären *Growth Faults*. Es gibt zudem lokal auftretende, *Growth Fault*-ähnliche listrische Abschiebungen, die nicht synsedimentär entstanden sind, sondern sich aufgrund des Schlammvulkanismus gebildet haben (*Graue, 2000*). In Kapitel 6.1 wird auf diesen Prozess genauer eingegangen.

Der nördliche Teil des Nigerdeltas, der auf verhältnismäßig flachem Basement lagert, zeigt die ältesten synsedimentären *Growth Faults*, welche in der Regel in relativ gleichmäßigen Abständen auftreten und beckenwärts ihr Einfallen vergrößern (*Corredor et al., 2005; Bilotti & Shaw, 2005*). Im zentralen Bereich des Nigerdeltas zeigen sich nacheinander tiefer gelegene *Rollover*-Antiklinalen, die sich mit jeder weiteren *Growth Fault* weiter beckenwärts bewegen. Neben den *Growth Faults* existieren weitere Arten von Störungen, die aber nicht diese großstrukturellen Eigenschaften aufweisen und in der Strukturbildung den *Growth Faults* untergeordnet sind (siehe Abbildung 6).

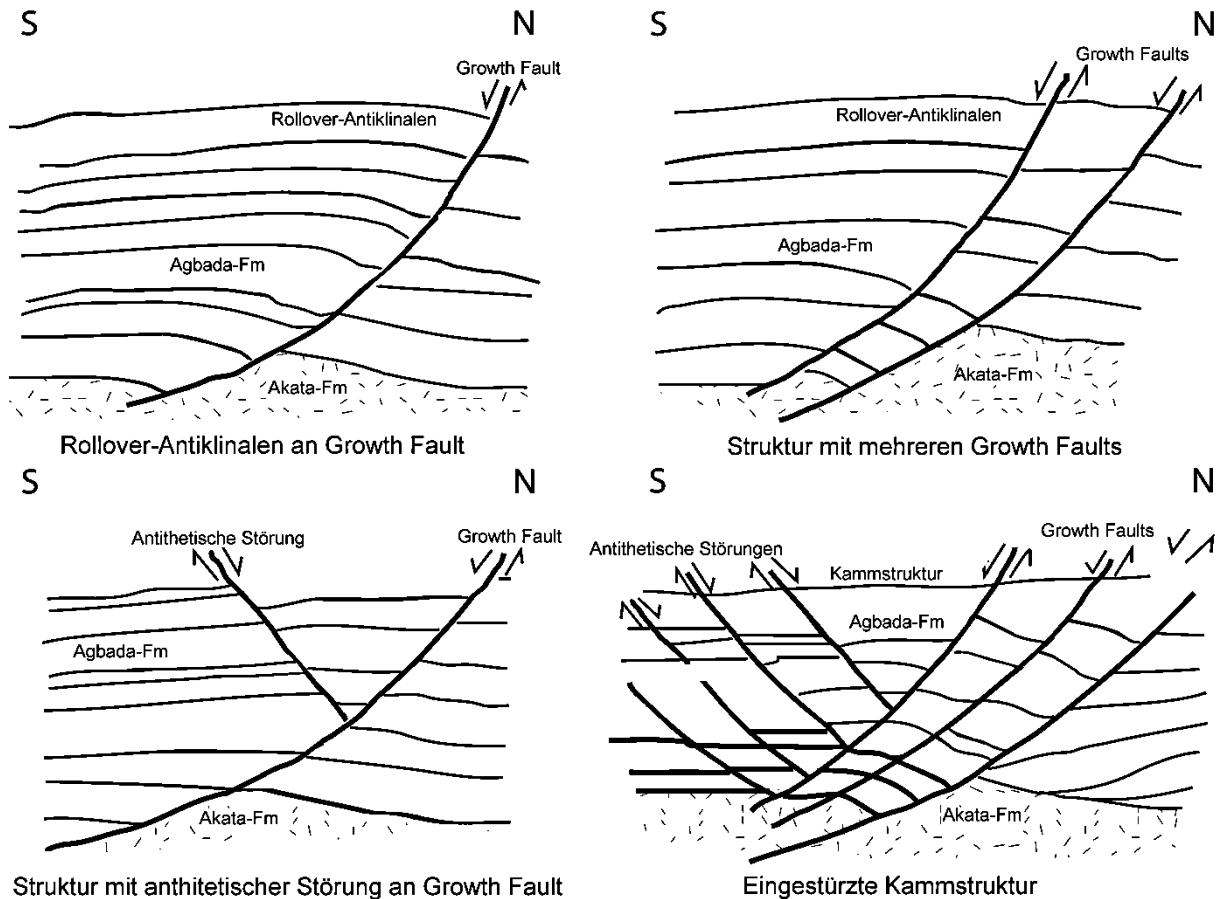


Abbildung 6: Schematische Darstellung von Beispielen verschiedener Growth Faults und zugehöriger Strukturen im Nigerdelta (nach Stacher, 1995)

Nach Damuth (1994) werden drei regionale Strukturzonen im distalen submarinen Bereich des Nigerdelta-Beckens unterschieden (siehe Abbildung 7). Diese strukturellen Gefügezonen liegen lobenförmig vor der Küstenlinie. An das extensionale *Growth Fault*-System des terrestrischen Nigerdeltas und dem oberen Kontinentalschelf schließt sich die extensionale Zone des distalen Akkumulationsbereichs an. Zur extensionalen Zone gehören der äußere neritische Bereich und der obere Kontinentalschelf. Sie sind ebenfalls durch ein extensionales Regime mit listrischen, synsedimentären Abschiebungen geprägt. Die folgende translationale Zone ist eine intermediäre Übergangszone am Kontinentalschelf, die durch Schlammdiapirismus, verfaltete Schichten sowie laterale Blattverschiebungen charakterisiert ist. Das laterale Fließen der plastischen und mobilen Akata-Tonsedimente während der Bildung der Störungen, begünstigt die Bildung diapirischer Strukturen am Kontinentalschelf. Die sich anschließende kompressionale Zone unterliegt einem Kompressionsregime und befindet sich am unteren Kontinentalschelf und dem oberen Kontinentalfuß. Sie ist gekennzeichnet durch die signifikanten *Toe Thrust Faults*, bei denen es sich um fingerförmige

Überschiebungen und komplementäre Strukturen zu den synsedimentären *Growth Faults* handelt (Cohen & McClay, 1996; Bilotti & Shaw, 2005; Deptuck et al., 2007).

Einfalls- und Streichrichtung der listrischen, synsedimentären Abschiebungen der extensionalen Zone ähneln den breiten, beckenwärts gleitenden, überregionalen *Growth Faults* des terrestrischen Bereichs. Als Fortsetzung der terrestrischen *Growth Faults* durchliefen sie die gleiche Entwicklung. Durch den hohen lithostatischen Druck der Agbada-Formation wichen die Tonsedimente der Akata-Formation beckenwärts aus. Rezent aktive *Growth Fault*-Systeme befinden sich nahe der Schelfkante. Im Gegensatz zu den terrestrischen Äquivalenten zeigen diese häufig nur kleine Störungsversätze von wenigen zehner Metern (Back et al., 2006).

Die charakteristischen Schlammdiapire der translationalen Zone am oberen Kontinentalhang zeigen variable Größen, Formen, Verteilungen und Orientierungen. Ein Großteil der rezenten Diapire zeigen Morphologien mit großen Höhenunterschieden im Untergrund, welche durch das Aufsteigen der Diapire und der damit verbundenen Hebung und Faltung der darüber liegenden Schichten entstanden, wobei sich teilweise Bereiche einige Hundert Meter über den umgebenden Meeresboden hoben und eine stärkere Erosion an den so entstandenen Erhebungen erfolgte. Die rezente Form der Diapirstrukturen variiert von kreisrunden zu oval gestreckten, von denen Letztere in der Regel parallel bzw. in Streichrichtung der Schelfkante verlaufen (Damuth, 1994; Graue, 2000).

Beckenwärts dieser Übergangszone folgt der Bereich der kompressionalen Zone, in der die deutlichen, fingerförmigen Überschiebungsstrukturen vorherrschen. Die *Toe Thrust Faults* zeigen, dass die Sedimente am unteren Kontinentalhang und oberen Kontinentalfuß gestaucht und deformiert wurden. In der Regel liegt die kompressionale Zone in Wassertiefen unter 2.000 Meter, jedoch knickt sie in der Bucht von Biafra östlich des siebten Längengrads in Richtung Deltakante im neritischen Bereich ab und liegt dort nur noch in Wassertiefen von 500 bis 1.500 Meter (Damuth, 1994; Butler, 2009; Connors et al., 2009).

Der strukturelle Charakter dieser Gefügezonen zeigt, dass der Kontinentalrand des Nigerdeltas starken gravitativ-tektonischen Deformationen unterliegt (Damuth, 1994; Cohen & McClay, 1996). Es werden drei Arten der gravitativen Tektonik unterschieden. Das *Gravity*

Gliding bezeichnet die Abscherung und Hangrutschung von Sedimentmassen. Das *Gravity Spreading* bezeichnet den vertikalen, plastischen Kollaps und das laterale Ausbreiten des Sedimentprismas. Sowie Diapirismus ausgelöst durch gravitative Differenzierung. Im Nigerdelta tragen alle drei gravitativ-tektonischen Prozesse zur regionalen Tektonik bei und führen zu den beschriebenen, charakteristischen strukturellen Zonen (Ramberg, 1981; Sultan et al., 2007).

Nach Corredor et al. (2005) ist eine detailliertere Unterteilung des submarinen Nigerdeltas nötig. Der submarine Bereich wird hier in fünf Gefügezonen unterteilt, die sich anhand ihres strukturellen Charakters voneinander unterscheiden lassen (siehe Abbildung 7). Auch diese Zonen liegen lobenförmig vor der konvexen Küstenlinie. Die am Kontinentalschelf liegende *Extensional Province* ist durch ein Extensionsregime geprägt. Es dominieren die beckenwärts einfallenden synsedimentären *Growth Faults*. Die folgende *Mud Diapir Province*, schließt sich am oberen Kontinentalhang der ersten Zone an. Sie liegt bogenförmig im Zentrum des submarinen Deltas und ist durch Schlammdiapire verbunden mit listrischen Abschiebungen gekennzeichnet. Die landwärts einfallenden *Thrust Faults* sind die charakteristischen Strukturen der anschließenden *Inner Fold and Thrust Belt Province*. Unterhalb des unteren Kontinentalhangs folgt die *Detachment Fold Province*. Diese Übergangszone ist von schwach verfalteten Bereichen im Sediment, den *Detachment Folds*, gekennzeichnet. Die fünfte Zone ist die *Outer Fold and Thrust Belt Province*. In dieser distalen Zone sind die ebenfalls landwärts einfallenden *Toe Thrust Faults* signifikant. Diese bilden sich direkt oberhalb der Akata-Formation in der äußersten Deltafront. Im Westen und Osten des Deltas bilden diese Zonen die Fronten der zwei lobenförmigen Ablagerungszonen des Nigerdeltas. Zwischen diesen Loben hindurch verläuft die Charcot-Transformstörungszone. Aus der zunehmenden Ausdünnung der Sedimentschichten und der abnehmenden Auflast in den distalen Gebieten des Deltas resultiert eine Hebung der ozeanischen Kruste (Mourgues et al., 2009; Connors et al., 2009; Cobbold et al., 2009).

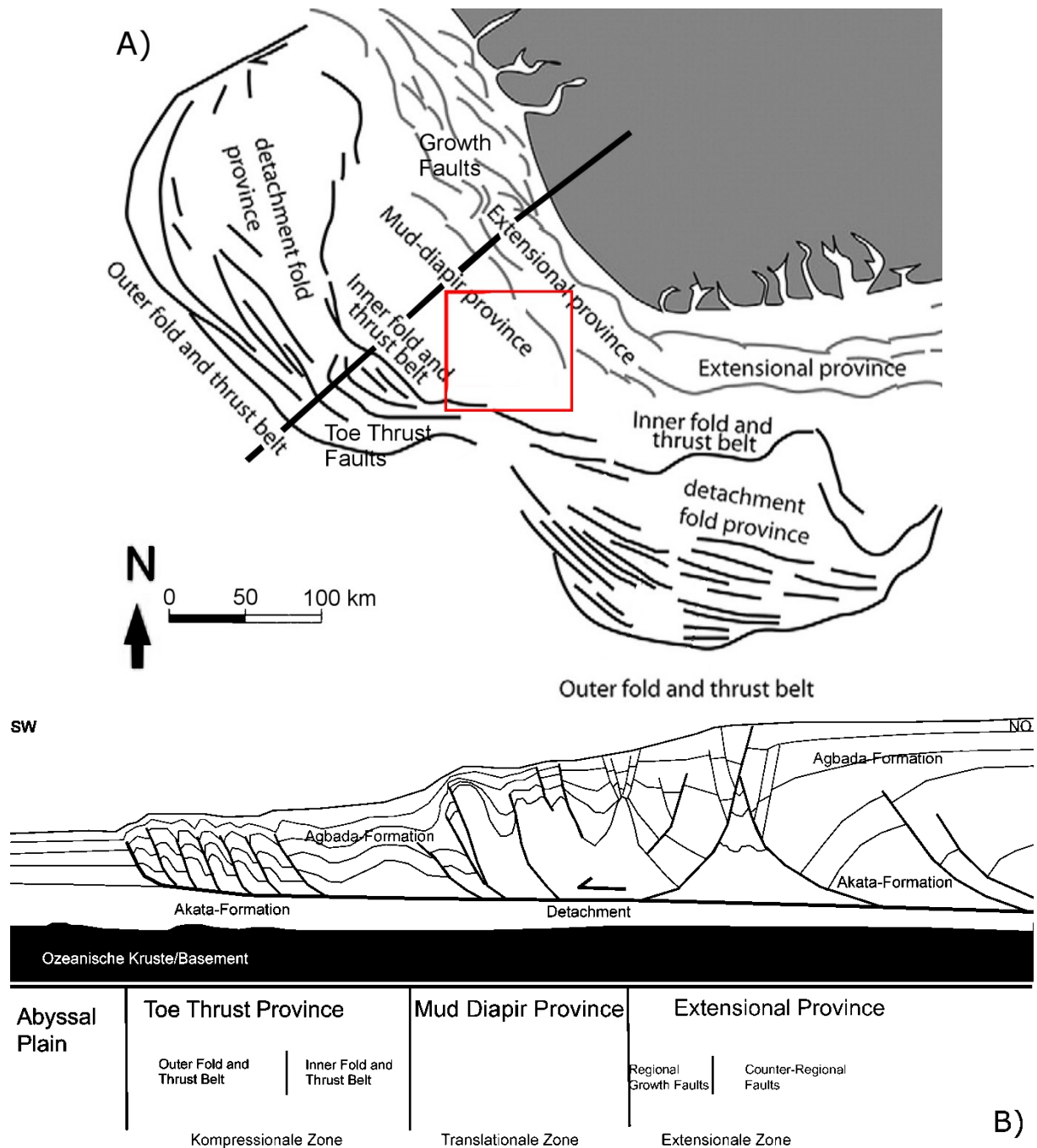


Abbildung 7: A: Karte des submarinen Nigerdeltas mit der Lage der strukturellen Gefügezonen (nach Mourgues et al., 2009); B: Schematisches Profil durch das Nigerdelta (nach Matthew et al., 2010) und die strukturellen Gefügezonen nach Damuth (1994) und Corredor et al. (2005); Lage des Profils in Abbildung A; in rot die Umrisse des Untersuchungsgebiets

3.2 Sedimentologie

Die sedimentäre Entwicklung des rezenten Nigerdeltas beginnt im Paläozän und hält bis heute an. In dieser Zeit veränderten sich die Morphologie und interne Geometrie stark. Zurückzuführen ist dies auf den starken Anstieg der Sedimentationsrate ab dem Miozän, die Variationen in der Sedimentverteilung und der Veränderung in der Stabilität des Kontinentalhangs (*Tuttle et al., 1999; Reijers, 2011*).

Die rezenten Ablagerungsräume im Nigerdelta werden von Allen (1965) beschrieben. Der höchstgelegene Ablagerungsraum ist der obere Küstenbereich, welcher hauptsächlich durch alluviale und somit terrestrische Sedimente geprägt ist. Der zweite Ablagerungsraum beinhaltet die Bereiche, welche zur paralischen bzw. deltaischen Fazies führen. Dazu gehören die unteren Küstenbereiche mit den tieferen Überschwemmungsebenen, Mangrovensümpfen, Sandstränden, Mündungslagunen und Ästuaren. Aber auch proximale und distale fluviatil-marine Sedimente des Kontinentalschelfs gehören noch zum deltaisch-paralischen Ablagerungsraum. Somit befinden sich im Ablagerungsraum Sedimente terrestrischer sowie submariner Herkunft. Die tiefstgelegenen Ablagerungsräume des rezenten Nigerdeltas liegen größtenteils in der neritischen und bathyalen Zone, reichen aber teilweise auch bis in abyssale Tiefen. Identische sedimentologische Eigenschaften dieser Ablagerungsräume wurden in den paläogenen, den neogenen sowie den rezenten Sedimenten gefunden. Das bedeutet, dass es keine signifikanten Veränderungen der Ablagerungsbedingungen gab. Zu Beginn der Entwicklung des Nigerdeltas war die Sedimentation noch stark von der Topographie des Basements (der ozeanischen Kruste) abhängig (*Doust & Omatsola, 1990*).

Das Nigerdelta ist durch sedimentäre Ablagerungszonen charakterisiert, welche durch synsedimentäre *Growth Faults* begrenzt werden. Die Ablagerungszonen erstrecken sich jeweils über die komplette Breite des Nigerdeltas, deswegen spricht man auch von Ablagerungsgürteln. Diese Ablagerungsgürtel stellen eine zeitliche und räumliche Abfolge der Ablagerungszentren innerhalb des südlich progradierenden Sedimentbeckens dar (siehe Abbildung 8). Sie unterscheiden sich anhand ihrer Sedimentation, Kompaktion, Subsidenz und Deformation voneinander (*Tuttle et al., 1999*). Die Ablagerungsgürtel nehmen eine Breite von bis zu 60 Kilometern ein und erstrecken sich über 250 Kilometer Länge in südwestlicher

Richtung hinaus in abyssale Tiefen des Golfs von Guinea (*Stacher, 1995*). Jeder der Ablagerungsgürtel zeigt durch eustatische Meeresspiegelschwankungen einen oder mehrere transgressive Horizonte mariner Tonsedimente innerhalb des allgemeinen regressiven Regimes. Jedoch besteht die wesentliche Entwicklung aus beckenwärts progradierenden Offlap-Sequenzen innerhalb eines jeden Ablagerungsgürtels, was sich durch einen stetigen Anstieg des Sandgehalts in jeder weiteren Sequenz widerspiegelt (*Doust & Omatsola, 1990; Jermannaud et al., 2009*).

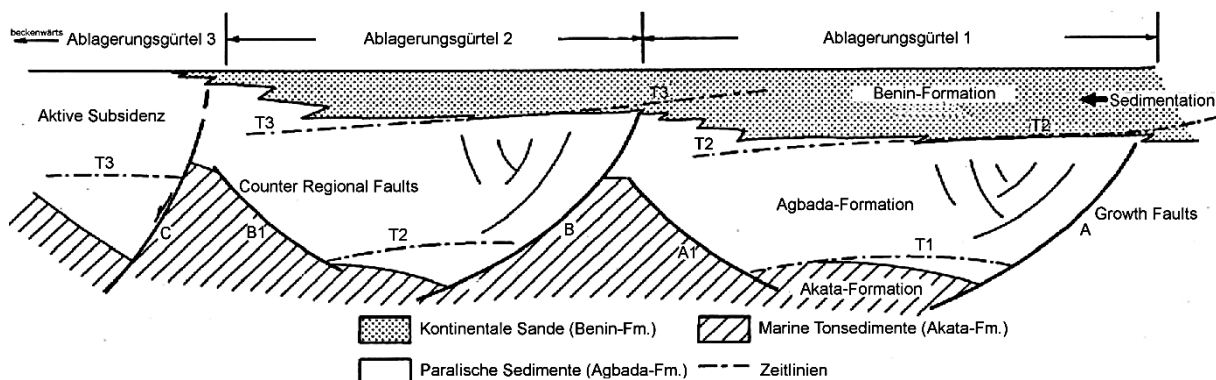


Abbildung 8: Schematisches Profil durch die Ablagerungsgürtel des Nigerdeltas (aus *Doust & Omatsola, 1990*); T1: Subsidenz und Sedimentation der Agbada-Fm. beginnen in Ablagerungsgürtel 1 zwischen Growth Fault A und Counter Regional Fault A1; T2: Die Subsidenz endet im proximalen Bereich von Ablagerungsgürtel 1 mit gleichzeitigem raschen Vordringen der Benin-Fm., während in Ablagerungsgürtel 2 die Sedimentation der Agbada-Fm. zwischen Growth Fault B und Counter Regional Fault B1 beginnt; T3: Die Subsidenz endet im proximalen Bereich von Ablagerungsgürtel 2, usw.; die Sedimentation der Agbada-Fm. je Ablagerungsgürtel dauert etwa fünf bis zehn Millionen Jahre an.

Die Ablagerungsgürtel entstehen durch syngedimentäre Deformation als Reaktion auf schwankende Subsidenzraten der Kruste in Verbindung mit der Menge an angelieferten Sedimenten. Aus der Wechselwirkung zwischen Subsidenzrate und Sedimentationsrate ergeben sich die voneinander getrennten Ablagerungsgürtel. Kann die Menge an angelieferten Sedimenten ins Becken nicht mehr durch Subsidenz ausgeglichen werden, entsteht weiter beckenwärts ein neuer Ablagerungsgürtel und ein neuer Sedimentationszyklus beginnt. Ab einem bestimmten relativen Versatz an einer bestehenden *Growth Fault* ist das weitere Abschieben an dieser Störung energetisch ungünstiger als eine neue Abschiebung an anderer Stelle. Zusätzlich entsteht auf diese Weise im Hangenden der neuen *Growth Fault* neuer Ablagerungsraum wesentlich schneller. Die deltaisiche Sedimentation verlagert sich somit beckenwärts und ein neuer Ablagerungsgürtel entsteht. Die Akata-Formation spielt dabei eine wichtige Rolle, denn ihre mobilen, plastischen Tonsedimente entweichen durch den lithostatischen Auflastdruck der Agbada-Formation beckenwärts und der dabei entstandene

3.2 Sedimentologie

Raum fördert die Subsidenz. Gemeinsam mit der Bildung eines neuen Ablagerungsgürtels erfolgt das Progradieren der Küstenlinie in den vorherigen Ablagerungsgürtel und dessen Überlagerung durch die hangende Benin-Formation. Zeitgleich endet die synsedimentäre Deformation in den vorherigen Ablagerungsgürteln (siehe Abbildung 9). Somit ist der jüngste Ablagerungsgürtel jeweils der tektonisch und sedimentär aktivste Teil des Nigerdelta-Beckens. Im abyssalen Bereich auf dem rezenten Kontinentalhang befindet sich der durch die gravitativ-tektonischen Prozesse am stärksten deformierte und jüngste Ablagerungsgürtel (Evamy *et al.*, 1978; Doust & Omatsola, 1990; Nton & Adesina, 2009).

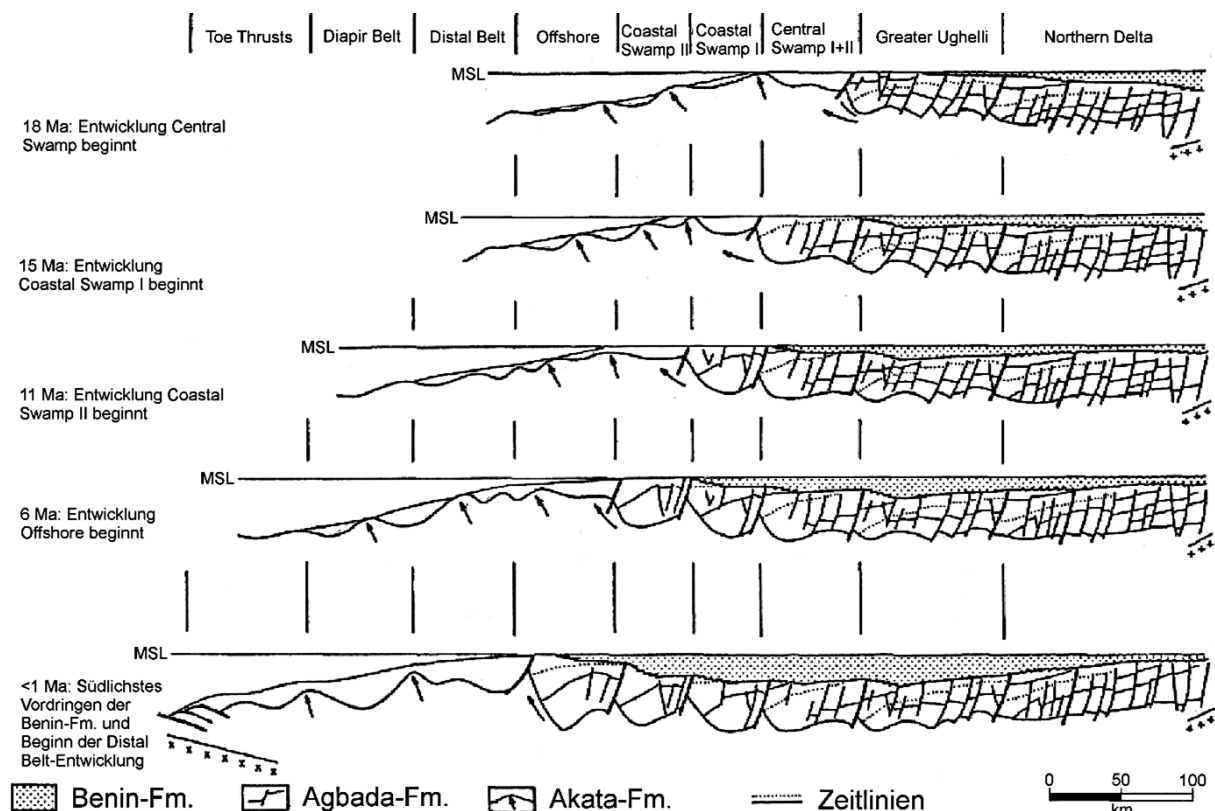


Abbildung 9: Konzeptionelles Modell der progradierenden Ablagerungsgürtel im Nigerdelta (aus Doust & Omatsola, 1990); Anmerkung: Die Ausbeulung der Akata-Fm. vor den sich entwickelnden Ablagerungsgürteln entspricht der Position, an der die nächste Growth Fault entsteht (siehe Pfeile).

In den Ablagerungsgürteln erkennt man die charakteristische Sedimentabfolge eines Deltas in kleinerem Maßstab wieder. Am Beginn eines Sedimentationszyklus werden in der Ablagerungsfront marine Tonsedimente der Akata-Formation abgelagert. Die hohe Sedimentationsrate und die steigende Auflast der paralischen Sedimente der Agbada-Formation haben zur Folge, dass die mächtigen Sedimentlagen im proximalen Ablagerungsraum absinken. Die Subsidenz der Sedimente ist gravitativ beeinflusst und erfolgt

meist abrupt entlang einer *Growth Fault* innerhalb der Agbada-Formation. Infolge der steigenden Auflast der stratigraphisch jüngeren Sedimente bewegen sich die mobilen Tonsedimente der Akata-Formation beckenwärts in den distalen Ablagerungsraum und schaffen Platz für weitere Sedimente. Zusätzlich steigen Teile der Akata-Formation entlang von Schwächezonen in Richtung Meeresboden auf. Am Ende der Sedimentation eines Ablagerungsgürtels lagert sich die Benin-Formation ab, was schließlich das Progradieren der Küstenlinie nach sich zieht. Mit der Sedimentation dieser Einheit ist die gravitative Tektonik der Ablagerungsgürtel abgeschlossen. Sobald die Subsidenz nachlässt, wandert die Sedimentation weiter beckenwärts in die distalen Bereiche. Letztendlich repräsentiert ein Ablagerungsgürtel den aktiven Ablagerungsraum zu einer bestimmten Zeit während der Progradation des Nigerdeltas (*Short & Stäuble, 1967; Tuttle et al., 1999*).

Die proximalen Ablagerungsgürtel haben eine höhere Subsidenz- und Sedimentationsrate als die in den distalen Bereichen, weshalb es in distaler Richtung zu einem ausdünnenden Verlauf der divergenten Sedimentationsstruktur kommt. Die synsedimentären *Growth Faults* bestimmen somit die Begrenzung sowie die Ablagerungsverhältnisse und -muster der Ablagerungsgürtel, die im Umkehrschluss die kinetische und temporäre Entwicklung der *Growth Faults* widerspiegeln. Das Verhältnis zwischen Sedimentations- und Subsidenzrate zeigt, ob beckenwärts zusätzlich *Counter Regional Faults* oder nur *Growth Faults* den nächsten Ablagerungsgürtel begrenzen (siehe Abbildung 10). Ist die Sedimentationsrate höher als die Subsidenzrate, bilden sich *Growth Faults*. Ist das Verhältnis ausgeglichen, entstehen zusätzlich *Counter Regional Faults*. Diese bilden sich in der Regel an Faziesübergängen anhand der unterschiedlichen Belastungsraten der Sedimente (*Evamy et al., 1978; Doust & Omatsola, 1990*).

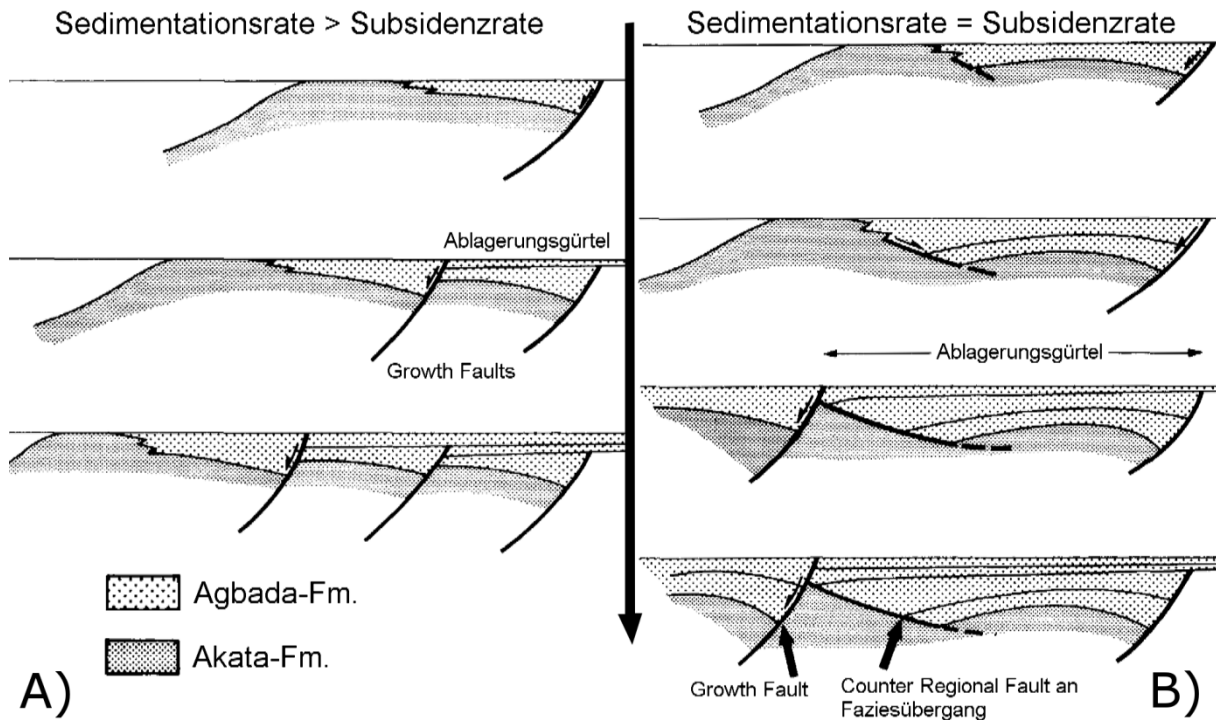


Abbildung 10: Schematische Darstellung der Entwicklung synsedimentärer Strukturen des känozoischen Nigerdeltas (nach Evamy et al., 1978); A: Growth Fault-Bildung, wenn die Sedimentationsrate die Subsidenzrate übersteigt; B: Growth Fault- und Counter Regional Fault-Bildung, wenn die Sedimentationsrate gleich der Subsidenzrate ist.

An den Flanken des Nigerdeltas sind die Ablagerungsgürtel schmäler als im Zentrum und haben eng aneinander verlaufende Grenzen. Dies macht eine genaue Unterscheidung schwer. Das Einfallen der Sedimente ist jedoch in jedem Ablagerungsgürtel unterschiedlich und unterscheidet sich ebenfalls vom regionalen Einfallen des Deltas. Auch heute noch sind die beschriebenen Prozesse im aktiven Ablagerungsraum, dem submarinen Nigerdelta, aktiv (Evamy et al., 1978).

Im rezenten Nigerdelta sind bisher sieben unterschiedliche Ablagerungsgürtel mit jeweils eigener Sedimentations- und Deformationsgeschichte definiert. Sie tragen die Bezeichnungen *Northern Delta*, *Greater Ughelli*, *Central Swamp I*, *Central Swamp II*, *Coastal Swamp I*, *Coastal Swamp II* und *Offshore* (siehe Abbildung 9). An diese schließen sich drei weitere im neritischen Bereich nahe der Schelfkante, dem bathyalen und dem abyssalen Bereich an (*Distal Belt*, *Diapir Belt*, *Toe Thrust Belt*; Hooper et al., 2002; Bankole, 2010). Die letzten drei genannten Ablagerungsgürtel entsprechen in Lage und Ausdehnung den strukturellen Gefügezonen nach Corredor et al. (2005).

Das Nigerdelta wechselte in seiner Entwicklungsgeschichte die Morphologie in zwei Phasen. Vom Campan (Oberkreide) bis ins frühe Miozän hinein lag die Küstenlinie konkav zum Anambra-Becken (siehe Abbildung 11), so dass sich durch die konvergente Strömung entlang der Küstenlinie, während einer transgressiven Phase gezeitendominierte, deltaische Sedimente und während einer regressiven Phase fluviatil-dominierte Sedimente ablagerten. Anschließend, im späteren Miozän, wandelte sich die Küstenlinie von konkav zu konvex und somit die Strömung von konvergent zu divergent, so dass sich die Ablagerungsbedingungen zu einem wellendominierten System änderten. Seit dem Beginn der konvexen Küstenlinie gilt das rezente Ablagerungsmuster, welches durch den vorherrschenden Südwestwind und litorale Strömungen beeinflusst wird. Die zwei küstennahen Strömungen transportieren die Sedimente westwärts und ostwärts entlang der Küste und bilden dort die Sandstrände und Sandbänke. Zuvor bis ins Oligozän hinein, als die Küstenlinie noch konkav verlief, war das Nigerdelta weniger von der Strömung beeinflusst und hatte einen mehr fluviatil- als wellendominierten Charakter. Mit der immer weiter südlich wandernden Sedimentation wurde die Küstenlinie beckenwärts zunehmend stärker konvex, so dass die Ablagerungsbedingungen heute immer noch wellendominiert sind und die Strömung immer noch divergent ist (*Burke, 1972; Reijers et al., 1997; Reijers, 2011*).

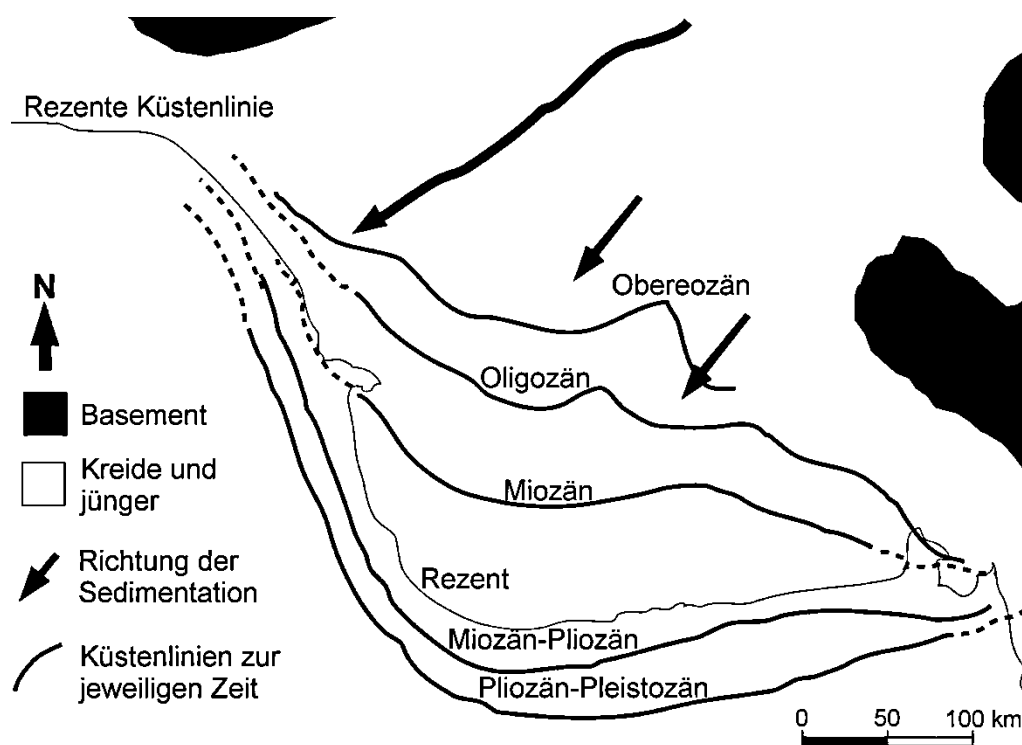


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Progradation des Nigerdeltas sowie Verlauf und Form der Küstenlinie (Ablagerungsgürtel) von Eozän bis Pleistozän (nach Tuttle et al., 1999); allgemein regressiver Trend an passivem Kontinentalrand; weltweite Transgression seit dem Pleistozän

Gemeinsam mit der im frühen Eozän beginnenden allgemeinen Regression im Nigerdelta, die sich im späten Eozän endgültig durchsetzte, veränderte die Küstenlinie zunehmend ihren konkaven Verlauf (*Doust & Omatsola, 1990*). Im späten Eozän kam es über den Niger und Benue zu einem Anstieg des Sedimenteintrags, was zur Vergrößerung des distalen Ablagerungsraums über die Schelfkante hinaus führte (siehe Abbildung 11; *Morgan, 2003; Reijers, 2011*).

Im Oligozän bildeten sich voneinander getrennte deltaishe Ablagerungsräume innerhalb des zeitlich entsprechenden Ablagerungsgürtels. Im Westen des rezenten Nigers bildete der Paläo-Niger mit den *Growth Faults* und *Counter Regional Faults* einen solchen abgegrenzten Ablagerungsraum, in welchem die Subsidenzrate und die Sedimentationsrate im Ausgleich waren, woraus mächtige, aggradierende deltaishe Sequenzen folgten. Im Osten hingegen war die Sedimentationsrate höher und es bildeten sich progradierende Sequenzen mit *Growth Faults*, die zu beckenwärts gerichteten, lobenförmigen Ablagerungsräumen führten. Entsprechend dieser unterschiedlichen Ablagerungsräume verhielten sich die Störungen. Im Westen bündelten die Störungen den Ablagerungsraum in eine gestreckte Form mit einem konstanten Streichen über größere Distanzen, während sich die Störungen im Osten mit den lobenförmigen Ablagerungsräumen überlagerten und sich ein weniger konstantes Streichen ausbildete (*Doust & Omatsola, 1990; Reijers, 2011*).

Im frühen und mittleren Miozän veränderte sich die Sedimentation im Nigerdelta und der östliche und westliche Ablagerungsraum wuchsen zusammen. Im späten Miozän herrschten entlang des gesamten Deltas progradierende Ablagerungen vor, die ähnlich der rezenten Bedingungen eine konvexe Küstenlinie bildeten (siehe Abbildung 11). Die miozäne Entwicklung ist charakteristisch für das Ansteigen der Sedimentationsraten. Durch die steigende Auflast der Sedimentmassen wurde im späten Miozän die Akata-Formation mobilisiert. Sie begannen zu migrieren und dabei Diapire in der translationalen Zone zu bilden. In der kompressionalen Zone kam es währenddessen zur Entstehung der *Toe Thrust Faults*, womit der Beginn der Erosion und der gravitativen Massenbewegungen in diesen Zonen bewirkt wurde (*Doust & Omatsola, 1990; Reijers, 2011*).

Im frühen bis mittleren Miozän unterlag die Schelfkante des Nigerdeltas zudem durch Regression einer besonders starken Erosion. Es schnitten sich mehrere große Canyons in den Schelf und den Kontinentalhang, welche anschließend im jüngeren Miozän durch die Akata-Formation verfüllt wurden. Die am Besten untersuchten Paläo-Canyons im Nigerdelta sind der Afam-, der Opuama- und der Qua Iboe-Canyon (*Adeogba et al, 2005*).

Im späten Miozän bis ins Pliozän progradierte das Nigerdelta weiter und bildete die jüngsten Ablagerungsgürtel. Die weiteste Regression erfolgte während des pleistozänen Hochglazials. Seit dem Beginn des Holozäns kommt es wieder zu einer glazialeustatisch bedingten Transgression (*Doust & Omatsola, 1990; Reijers, 2011; Riboulot et al., 2012*).

3.3 Stratigraphie

Um die stratigraphische und fazielle Entwicklung des Nigerdelta-Beckens zu verstehen, muss zuerst die Entwicklung der älteren Becken innerhalb des *Benue Trough* erläutert werden.

Mehrere Ablagerungszyklen zeichnen die stratigraphische und fazielle Entwicklung des *Benue Trough* aus (Bankole, 2010). Das älteste Sedimentgestein des *Benue Trough* ist der Bima-Sandstein aus dem Alb (Unterkreide), der ein kristallines Verwitterungsprodukt des Basements darstellt und durch alluviale Fächer aus deltaischen und lakustrinen Siliziklastika im Norden und im Zentrum des Beckens sedimentiert wurde (Reijers *et al.*, 1997). Im Alb erfolgte auch die erste große Transgression innerhalb des Sedimentbeckens, während der marine Ton- und Sandsteine der *Asu River*-Gruppe im *Abakaliki Trough* abgelagert wurden (siehe Abbildung 12). In der anschließenden Regression im Cenoman lagerten sich deltaische und fluviatile Sedimente der Awe- und Keana-Formationen ab.

Die zweite große Transgression fand im Turon statt, welche zur Verbindung des Südatlantiks mit der Tethys führte und durch den Eze Aku-Tonstein charakterisiert ist (Short & Stäuble, 1967). Dieser Transgression folgten mehrere kleine Regressions- und Transgressionszyklen bis ins Santon (siehe Abbildung 12). Lokal geht der Eze Aku-Tonstein in die Amaseri-Sandsteine über. Diese Ablagerungen sind von der sandigen Makurdi-Formation und dem Awgu-Tonstein überlagert. Das späte Turon war von regressiven Ablagerungsbedingungen bestimmt, welche durch die deltaischen Makurdi- und Agala-Sandsteine charakterisiert sind (siehe Abbildung 12; Reijers *et al.*, 1997). Tektonische Bewegungen der Kruste im Coniac bewirkten eine heterogene Faziesbildung. Eine regionale Deformation im frühen Santon hob den *Abakaliki Trough* heraus und bildete die Abakaliki-Antiklinale, wobei die Sedimente des Coniac, Turon und Alb erodiert wurden (Short & Stäuble, 1967).

Mit der Heraushebung der Abakaliki-Antiklinale beginnt die Entwicklung des Anambra-Beckens im *Benue Trough*. Nach dem Ende der Deformation änderte sich die Richtung der Sedimentation und die Sedimente im südlichen *Benue Trough* wurden nun in

Richtung des Anambra-Beckens abgelagert. Die Entstehung des rezenten Nigerdeltas erfolgte durch die Verlagerung der Sedimentation in die südlichen Teilbecken des *Benue Trough*. Das nördlich angrenzende Anambra-Becken wurde unmittelbar vor dem Nigerdelta-Becken abgelagert und ist mit ihm stratigraphisch und lithologisch verzahnt (Reijers et al., 1997; Reijers, 2011).

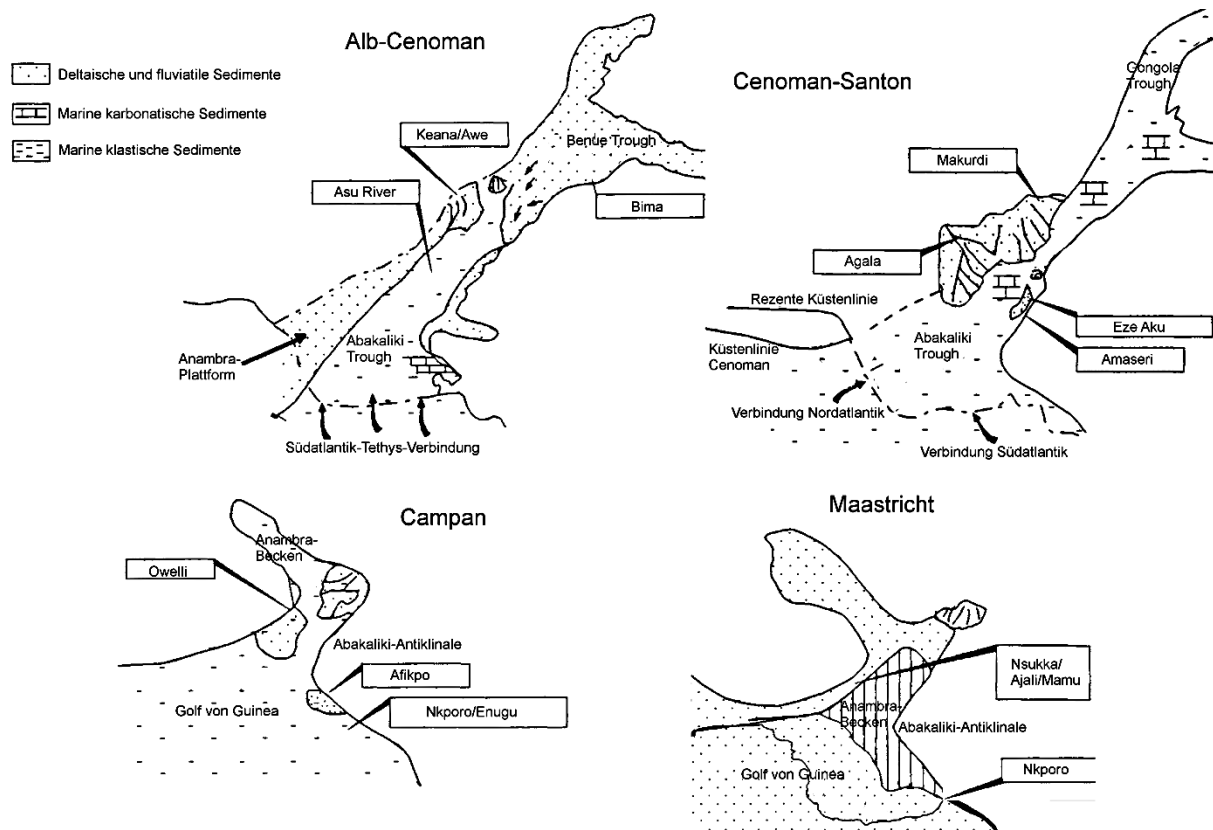


Abbildung 12: Schematische Darstellung der paläogeographischen und faziellen Entwicklung des Benue- und Anambra-Beckens von Alb bis Maastricht (nach Reijers et al., 1997)

Für das Anambra-Becken sind zwei Transgressionen nachgewiesen. Erstere wird durch den Nkporo-Sedimentationszyklus und die Zweite durch den Sokoto-Sedimentationszyklus charakterisiert. Mit dem Ende der Deformation im Santon folgte eine Transgression im späten Campan bis ins frühe Maastricht, welche durch die Ablagerung des Nkporo-Sedimentationszyklus im Anambra-Becken charakterisiert ist und von Südwest nach Nordost durch den Nkporo-Tonstein, den Oweli-Sandstein und den Enugu-Tonstein repräsentiert wird (siehe Abbildung 12 und 13; Short & Stäuble, 1967).

Der sturm- und gezeitendominierte flachmarine Kontinentalschelf bildete den Ablagerungsraum für den Nkporo-Tonstein. Die Küstenlinie des Deltas war konkav und ragte

3.3 Stratigraphie

trichterförmig in den *Benue Trough*. Die nordöstlich entlang der Küstenlinie gerichtete Strömung transportierte marine Tonsedimente in küstennahe Gebiete, welche sich in den ausgedehnten Überschwemmungsgebieten hinter der Küstenlinie ablagerten und den Enugu-Tonstein bildeten. Zu dieser Zeit war das Delta nur schwach ausgeprägt und stellte ein sumpfiges Überschwemmungsgebiet dar. Entlang der Küste brachten kleine Flüsse Sedimente ein, wobei fluviatile Sandbänke abgelagert wurden, die den Owelli-Sandstein bildeten (Reijers et al., 1997; Reijers, 2011).

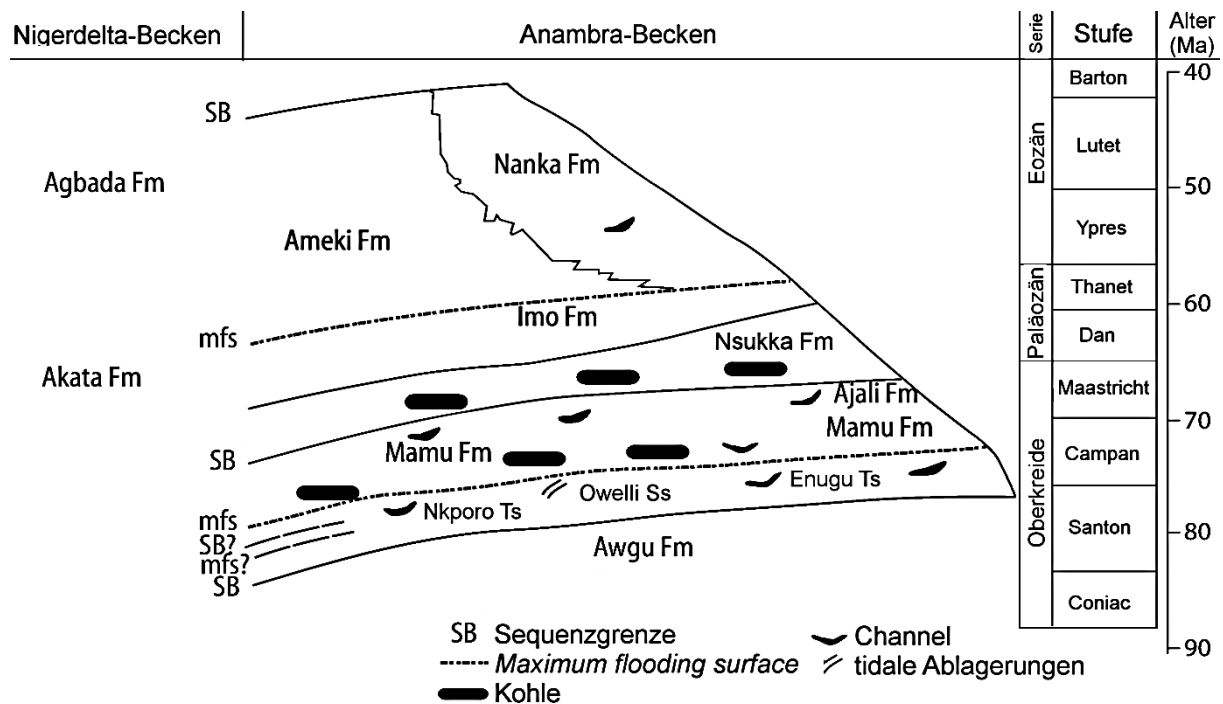


Abbildung 13: Stratigraphische Sektion des Anambra-Beckens von Coniac bis Barton und die äquivalenten Formationen im Nigerdelta-Becken (nach Reijers et al., 1997)

Im Maastricht änderte sich das Regime im Anambra-Becken zu regressiven Bedingungen und das Delta progradierte in Richtung Südwesten. Die Küste war nun trockener als das vorherige Überschwemmungsgebiet und bildete eine gut ausgeprägte Uferzone, welche bis an den Schelf heranreichte. Es wurden die kohleführenden Tonsedimente der Mamu-Formation abgelagert (siehe Abbildung 12 und 13; Reijers et al., 1997). Die Kohleeinträge sind durch die Trockenlegung des küstennahen Sumpflandes zu erklären. Das Abschneiden vom Schelf erfolgte wie bei rezenten Marschlandschaften durch erhöhten Sedimenteintrag in der Brandungszone und der damit verbundenen Bildung des Marschlandes. Die stratigraphisch jüngere Ajali-Formation markiert den niedrigsten Wasserstand. Der namensgebende Ajali-Sandstein zeigt die charakteristische, zyklische und

tidale Sedimentation. Diese Formation endet mit einer regressionsüblichen Diskordanz und bildet damit eine Sequenzgrenze (siehe Abbildung 12 und 13; *Reijers et al., 1997; Reijers, 2011*).

Im Paläozän schloss sich die Transgression des Sokoto-Sedimentationszyklus an, mit dem die Sedimentation im Nigerdelta-Becken begann. Der Sokoto-Sedimentationszyklus beginnt mit der Nsukka-Formation im späten Maastricht (siehe Abbildung 12 und 13). Der Sedimenteintrag war weiterhin fluviatil-dominiert, mit kurzen Unterbrechungen durch marine Transgressionen. Die wichtigste Formation des Anambra-Beckens ist die Imo-Formation im späten Paläozän, deren stratigraphisches Äquivalent im Nigerdelta-Becken die Akata-Formation ist (siehe Abbildung 13; *Short & Stäuble, 1967*). Beide Formationen enthalten signifikante Mengen an organischem Material und wurden auf dem flachmarinen Kontinentalschelf abgelagert (*Reijers et al., 1997; Reijers, 2011*).

Zu Beginn des Eozäns begann eine Regression und es bildeten sich im Anambra-Becken zwei lateral nebeneinander bestehende Formationen aus (siehe Abbildung 13). Im Nordosten wurde die gezeitenbedingte Nanka-Formation abgelagert. Sie stellt die kontinentale Fazies des beckenwärts progradierenden Nigerdeltas dar. Die Küstenlinie war konvex und grenzte an den wellendominierten, hochenergetischen Kontinentalschelf. Aus den regressiven Bedingungen im Eozän ging im Süden die paralische Prodelta-Fazies der Ameki-Formation hervor. Das stratigraphische Äquivalent der Ameki-Formation im Nigerdelta-Becken stellt die Agbada-Formation dar (siehe Abbildung 13). Mit dem Ausbeißen der Ameki- und Nanka-Formation im späten Eozän und dem Wandel des konkaven, gezeitendominierten Schelfs in einen konvexen, wellendominierten Schelf endet die Sedimentation im Anambra-Becken. Die entscheidenden Faktoren für die Sedimentation im Anambra-Becken waren die nahegelegenen Erosionsgebiete, die regelmäßigen Transgressionen im Campan und Maastricht sowie der konkave Verlauf der Küstenlinie, der besonders die Strömungsverhältnisse beeinflusste. Die Strömungsverhältnisse, die Wellendynamik und die Bathymetrie des Kontinentalschelfs bildeten eine von Nordwest nach Südost und eine von Nordost nach Südwest fließende Strömungsrichtung, wodurch sich eine konkave Küstenlinie formte, in deren Scheitel die Strömungen zusammenliefen (*Reijers et al., 1997; Reijers, 2011*).

3.3 Stratigraphie

Im Miozän wurde das Nigerdelta-Becken von marinen Ablagerungsbedingungen beherrscht und die ursprünglich zwei lobenförmigen Ablagerungszonen bei der Progradation des Nigerdeltas während einer Regression zu einer Ablagerungsfront vereint. Die Sedimentation des känozoischen Nigerdeltas wurde besonders aus dem Norden und Osten durch die Flüsse Niger, Benue und Cross beckenwärts gespeist (*Bustin, 1988*). Im Pleistozän befand sich die Küstenlinie des Nigerdeltas stellenweise bis zu 50 Kilometer weiter beckenwärts als die rezente Küstenlinie. Ursache war die im späten Pleistozän dominierende glaziale Eustasie, welche einen Anstieg des Meeresspiegels und eine Retrogradation der Küstenlinie nach sich zog (*Tuttle et al., 1999; Riboulot et al., 2012*).

Das känozoische Nigerdelta-Becken ist eine regressive Sequenz aus drei Formationen, die aus marinen und kontinentalen, klastischen Sedimenten bestehen. Diese wurden seit dem Paläozän sedimentiert und überlagern die ozeanische und kontinentale Kruste (siehe Abbildung 14). Die Sedimente des Nigerdelta-Beckens spiegeln die ideale und charakteristische Sedimentabfolge eines Deltas wider. An der Basis befinden sich die feinkörnigen, marinen Prodelta-Sedimente, die sich über das gesamte Becken erstrecken. Eine Wechsellagerung aus feineren, flachmarinen und gröberen, fluviatilen Sedimenten ist darüber abgelagert und bildet die paralische Deltafront. Die jüngsten Ablagerungen sind die terrestrischen, gröberen Sedimente der Deltaplattform. Diese drei Formationen stellen jeweils eine progradierende, deltaische Fazies dar, welche man hauptsächlich durch die unterschiedlichen Anteile von Sand- und Tonsedimenten unterscheidet. Sie verjüngen sich in Richtung Becken aufgrund der Progradation des Deltas und spiegeln einen *Coarsening Upward*-Zyklus mit marinen, deltaischen und fluviatilen Ablagerungsbedingungen wider (*Short & Stäuble, 1967; Weber & Daukoru, 1975*).

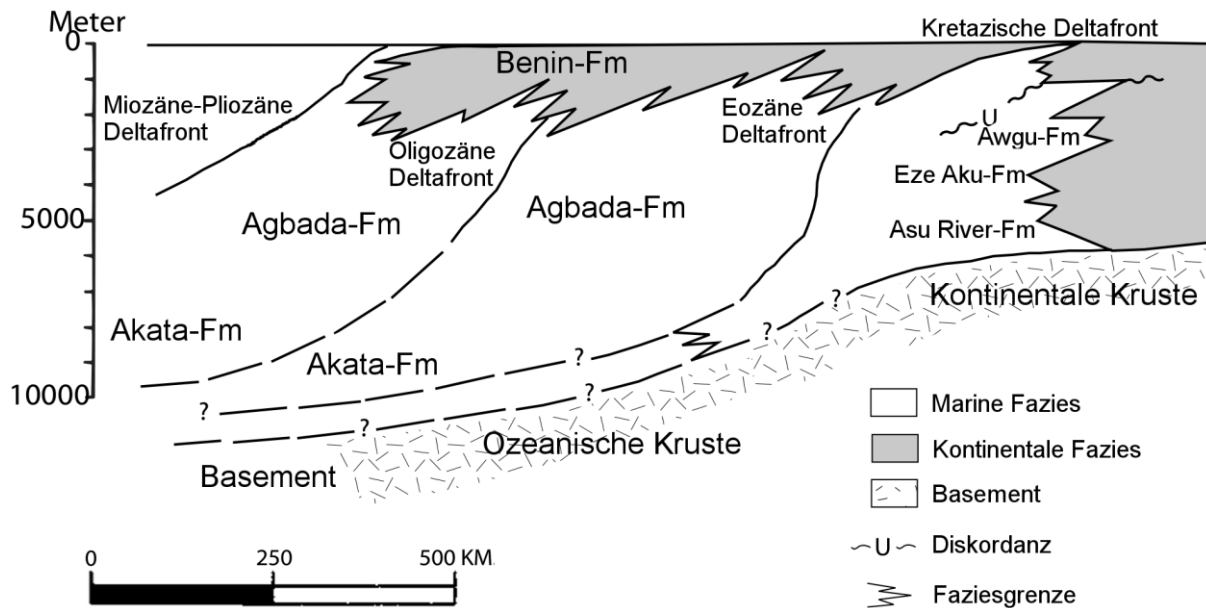


Abbildung 14: Schematisches Profil durch das Nigerdelta und Darstellung der progradierenden, marinen und kontinentalen Fazies (nach Tuttle et al., 1999)

Die Akata-Formation an der Basis des Nigerdeltas im distalen Bereich ist marinen Ursprungs und besteht aus mächtigen Tonablagerungen (den eventuellen Muttergesteinen), turbiditischen Sandlinsen (den eventuellen Reservoirgesteinen in größeren Wassertiefen) und geringmächtigen Lagen an Silt. Die Akata-Formation lagert sich seit dem Paläozän (bis rezent) während relativen Meeresspiegeltiefständen (Regressionen) ab. Der Ablagerungsraum reicht von der Deltafront bis in abyssale Bereiche (*Doust & Omatsola, 1990*). Organische (pflanzliche) und tonige Materialien werden dabei bis in die distalen Bereiche transportiert, was mit geringer Transportenergie und sauerstoffarmen Strömungsbedingungen einher geht (*Stacher, 1995*). Turbiditströme (Suspensionsströme) waren während der Ausbildung des Deltas für die Sedimentation der Sande in den Tiefseefächern der oberen Akata-Formation verantwortlich (*Burke, 1972; Doust & Omatsola, 1990*).

Die Tonsedimente sind gräulich gefärbt, relativ weich und plastisch. Das langsame Absinken der feinen Sedimente zum Meeresboden beließ sie unterkompaktiert. Marine, planktonische Foraminiferen machen 50 Prozent der fossilen Mikrofauna aus (*Doust & Omatsola, 1990*). Das organische Material, zusammen mit den herrschenden Drücken und Temperaturen, ließen Kohlenwasserstoffe in der Akata-Formation generieren. Diese verursachen zusammen mit den Porenwässern einen hohen Formationsdruck, der eine Verringerung der Formationsdichte bewirkt, weshalb die Tonsedimente zum vertikalen Aufstieg neigen. Da die Basis der Akata-Formation nie erbohrt wurde, wird angenommen,

3.3 Stratigraphie

dass sie eine Mächtigkeit von bis zu 7.000 Metern erreicht (Avbovbo, 1978; Doust & Omatsola, 1990). An die Sedimentoberfläche tritt die unter Überdruck stehende Formation im submarinen Bereich durch Aufstieg der Schlammdiapire am Kontinentalhang und subaerisch als Imo-Formation im Anambra-Becken (Doust & Omatsola, 1990). Abbildung 15 zeigt eine Strukturkarte des Top der Akata-Formation sowie Mächtigkeitskarten der Agbada- und Benin-Formation.

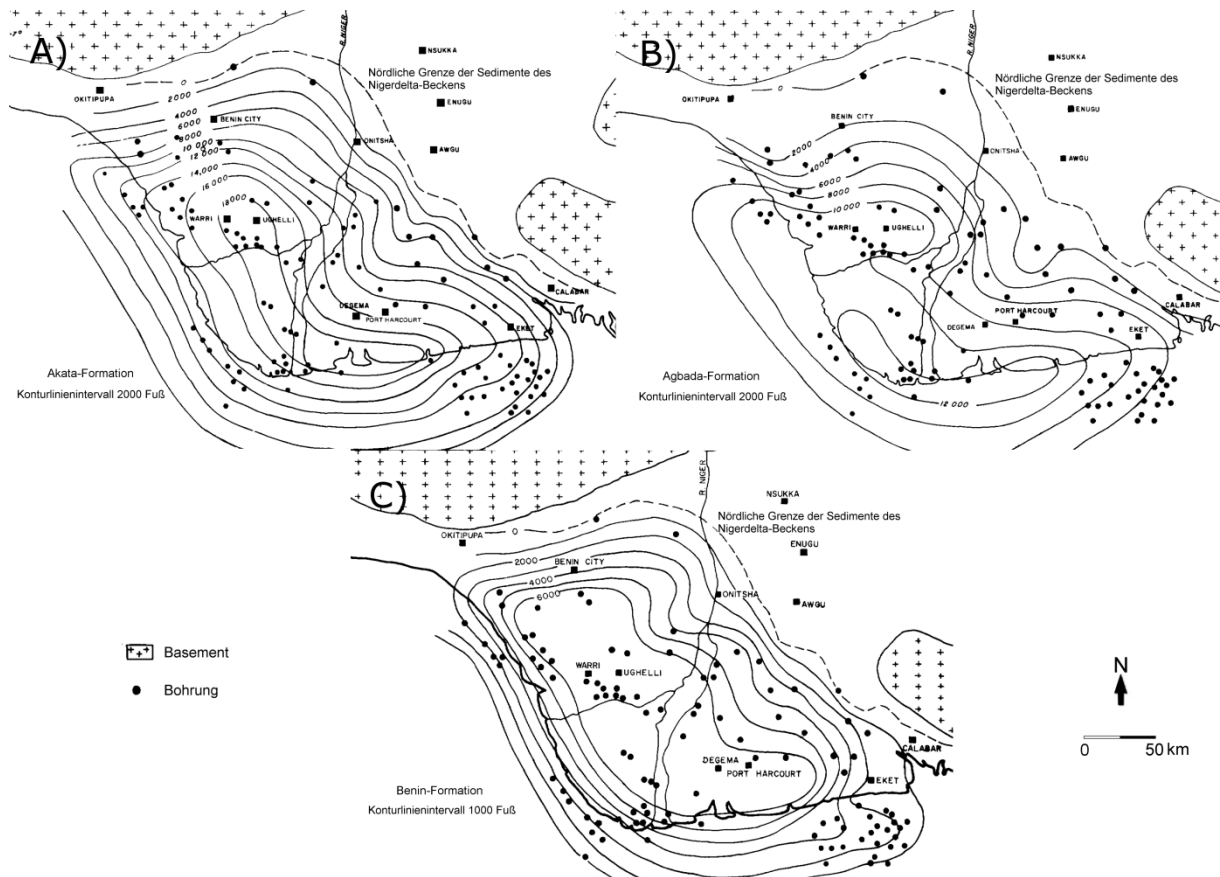


Abbildung 15: Strukturkarte der Teufen des Top der Akata-Fm. (A), Mächtigkeitskarte der Agbada-Fm. (B), Mächtigkeitskarte der Benin-Fm. (C) sowie Verteilung und Grenzen der drei Formationen im Nigerdelta-Becken (nach Avbovbo, 1978); Anmerkung: Mit den markierten Bohrungen wurden die Teufen und Mächtigkeiten korreliert.

Die Sedimentation der hangenden, deltaischen Agbada-Formation begann im Eozän und dauert ebenfalls rezent an. Sie beinhaltet die Hauptreservoirgesteine und setzt sich aus paralischen (kohleführenden, terrestrischen) und deltaischen, klastischen Sedimenten zusammen. Die Sedimente lagern sich in Deltafront-, Deltatop- und fluviatil-deltaischen Ablagerungsräumen ab. In der unteren Agbada-Formation wurden Ton- und Sandstein-Wechselagerungen mit eindeutigen *Coarsening Upward*-Zyklen zu je gleichen Mächtigkeiten gestapelt abgelagert, während in der oberen Agbada-Formation hauptsächlich

Sande mit weniger tonhaltigen Lagen vorherrschen. Die Tonsedimente sind mittel- bis dunkelgrau und hart. Die Sande sind lokal kalkhaltig und mittel- bis grobkörnig. Die Agbada-Formation stellt den rezenten, deltaischen Teil des Beckens dar. Ihre Mächtigkeit variiert stark. Im südlichen Litoral des Nigerdeltas hat sie ihre maximale Mächtigkeit von bis zu 4.000 Metern. An der Ost- und Nordwestflanke des Deltas sowie Richtung Norden dünnt die Agbada-Formation aus (siehe Abbildung 15; *Avbovbo, 1978*).

Im Hangenden der Agbada-Formation lagerten sich seit dem Oligözän (bis rezent) die kontinental-terrestrischen Sedimente der Benin-Formation ab. Die Benin-Formation besteht aus alluvialen Küstenebenensanden und bildet die Küstenlinie mit den höchsten, teilweise auf dem Festland liegenden Ablagerungsräumen (*Doust & Omatsola, 1990*). Diese porösen Sande stellen die rezente Sedimentoberfläche des Nigerdeltas dar. Lokal kommen dünnmächtige Tonlagen vor, die ihren Ursprung in verflochtenen Flusssystemen haben und Richtung Basis der Formation zunehmen. Die Benin-Formation unterscheidet sich hinsichtlich ihrer Lithologie nicht stark von der Agbada-Formation. Short und Stäuble (1967) definieren die Basis der Benin-Formation biostratigraphisch an das Auftreten der ersten marinen Foraminiferen. Die Benin-Formation dünnt beckenwärts immer mehr aus, reicht bis an die Grenze zum Schelf und hat eine Mächtigkeit von bis zu 2.000 Metern im Zentrum des Deltas (siehe Abbildung 15; *Avbovbo, 1978*).

Die Mächtigkeit der drei Formationen wird zusammen auf bis zu 12.000 Meter geschätzt (*Reijers et al., 1997; Deptuck et al., 2007*). Da sich diese drei Formationen in ihrer Lithologie ähneln und nur anhand ihrer unterschiedlichen Sand-Ton-Anteile definiert werden, resultiert das Problem der genauen Festlegung der Grenzen zwischen diesen Formationen. Ebenfalls erschwerend für die genaue Unterscheidung wirken sich die starken Verwerfungen durch Störungen sowie der Diapirismus aus (*Doust & Omatsola, 1990; Morgan, 2003*). Abbildung 16 zeigt die zeitliche und räumliche Entwicklung der drei Formationen des Nigerdelta-Beckens sowie deren stratigraphische Beziehung zueinander.

3.3 Stratigraphie

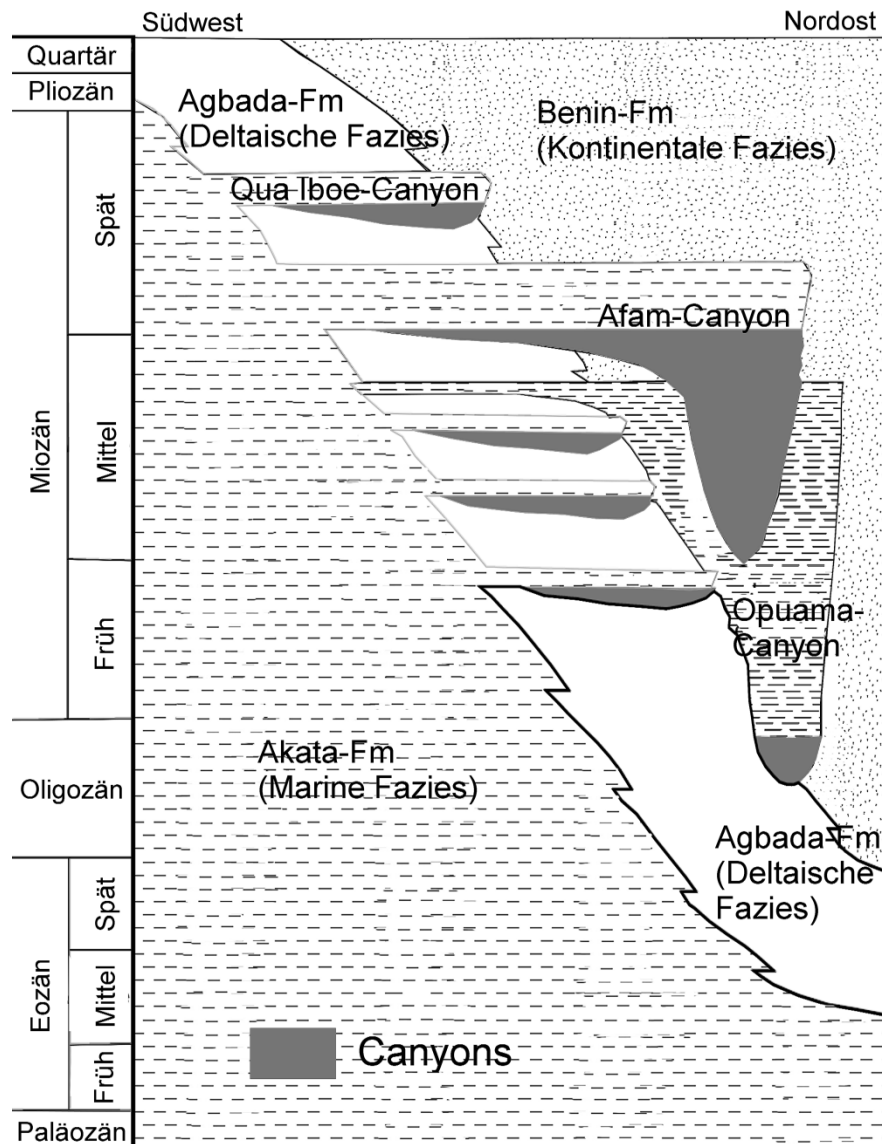


Abbildung 16: Schematische Darstellung der Stratigraphie der Formationen im Nigerdelta-Becken und der bekanntesten submarinen Paläo-Canyons (nach Doust & Omatsola, 1990)

4. Untersuchungsgebiet

Bei dem Untersuchungsgebiet handelt es sich um ein submarines Konzessionsgebiet am Kontinentalhang des Nigerdelta-Beckens im Golf von Guinea. Es liegt zwischen den geographischen Koordinaten 4 Grad 40 Minuten Ost bis 5 Grad 40 Minuten Ost und 3 Grad 40 Minuten Nord bis 4 Grad 20 Minuten Nord (siehe Abbildung 2). Es ist in etwa 85 Kilometer von der Küstenlinie des Nigerdeltas entfernt, direkt in der Verlängerung der Deltaspitze in der westlichen der beiden lobenförmigen Ablagerungszonen. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf einer Fläche von 3.282 Quadratkilometern. Von Nordost nach Südwest nimmt die Wassertiefe von etwa 80 bis auf etwa 2.000 Meter innerhalb des Konzessionsgebiets zu. Im äußersten Nordosten des Untersuchungsgebiets befindet sich ein Teil auf dem Kontinentalschelf. Der Großteil des Untersuchungsgebiets liegt daher im oberen Bereich des Kontinentalhangs.

Die wichtigsten geologischen Merkmale des Untersuchungsgebiets beruhen auf drei miozänen Ablagerungsgürteln (*Distal Belt*, *Diapir Belt* und *Thrust Belt*; siehe Abbildung 9) und drei strukturellen Gefügezonen (*Extensional Province*, *Mud Diapir Province* und *Inner Fold and Thrust Belt Province*; siehe Abbildung 7 und Abbildung in Anhang 19). Die Letzteren sind stark abhängig von der Topographie des Basements entlang der Charcot-Transformstörungszone, welche zu einer komplexen Tektonik als Folge des Übergangs von miozänen zu rezenten Strukturen führen. Die Orientierung der Deformation wechselte in der Zeit und führte zu lokal invertierten Strukturen.

Die prämiozäne *Inner Fold and Thrust Belt Province* (charakterisiert durch die *Thrust Faults*, siehe Abbildung 7) befindet sich am äußersten südwestlichen Rand des Gebiets im abyssalen Bereich und nimmt nur einen kleinen Teil des Untersuchungsgebiets ein. Dieser prämiozäne Trend wird nach und nach in nordöstlicher Richtung von der mittel- bis obermiozänen *Extensional Province* (charakterisiert durch synsedimentäre *Growth Faults*, siehe Abbildung 7) abgelöst. Die miozänen Tonsedimente in den Ablagerungsgürteln wurden durch gravitativ-tektonische Vorgänge deformiert, welche die Entwicklung der *Inner Fold and Thrust Belt Province* steuerten. Die Charcot-Transformstörungszone diente als Unterstützung für die *Thrust Faults*, die sich vom Basement abschälten und das dominante

4. Untersuchungsgebiet

strukturelle Gefüge im äußersten südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebiets formten. Die Wandlung des strukturellen Gefüges innerhalb der Ablagerungsgürtel wurde durch relative Schwankungen der Sedimentationsrate gesteuert und führte zu listrischen Abschiebungen mit lateralen Blattverschiebungen und somit zur Entstehung der translationalen *Mud Diapir Province*, welche den flächenmäßig größten Teil des Untersuchungsgebiets einnimmt. Innerhalb dieser Gefügezone kommen abhängig vom Schlammdiapirismus die Mehrheit der *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* des Untersuchungsgebiets vor, da sie durch die stärksten vertikalen Fluidströme im Untergrund gekennzeichnet ist.

Die folgende strukturelle Gefügezone bildet die *Extensional Province* verbunden mit *Growth Faults* und *Counter Regional Faults* im nordöstlichen Bereich des Untersuchungsgebiets. Diese nordöstliche Zone weist zudem die höchsten Drücke und Temperaturen aufgrund von *Geopressure* auf. Dieser Überdruck entstand aufgrund der hohen Sedimentationsraten und der dichteabhängigen Mobilität der Akata-Tonsedimente (Diapirismus), die auf die hangenden Sedimente der Agbada-Formation drücken und deren Volumen einengen. Der Diapirismus dieser Gefügezone unterscheidet sich von dem der *Mud Diapir Province* dadurch, dass hier nicht nur lokal Diapire aufgestiegen sind, sondern die Sedimente der Akata- und Agbada-Formationen flächendeckend eine gemeinsame Sedimentmasse bilden. Die *Detachment Fold Province*, welche im Nigerdelta neben der *Inner Fold and Thrust Belt Province* auftreten kann (siehe Abbildung 7), kommt im Untersuchungsgebiet nicht vor. Alle Gefügezonen folgen einem Nordost-Südwest-Trend und stellen jeweils eine eindeutige strukturelle Einheit dar, in der die Orientierung der Störungen kennzeichnend für die Kinematik ist. Der Verlauf der Charcot-Transformstörungszone beeinflusst den südlichen Teil des Untersuchungsgebiets durch die Veränderung der Topographie des Basements stärker, daher weisen die Bereiche im Norden höhere Mächtigkeiten der Sedimente auf.

Der nordöstliche Ablagerungsgürtel (*Distal Belt*) entspricht in Lage und Ausdehnung der *Extensional Province* der strukturellen Gefügezonen, während die *Mud Diapir Province* mit dem südwestlichen Ablagerungsgürtel (*Diapir Belt*) korreliert und die *Inner Fold and Thrust Belt Province* mit dem *Thrust Belt* identisch ist.

Im Zentrum des Untersuchungsgebiets befindet sich der Nordost-Südwest-verlaufende, submarine Fishtown-Canyon. Er gehört wie der östlich außerhalb des Untersuchungsgebiets liegende Niger-Canyon zum Niger-Canyonsystem und wird vom Niger-Benue-Flusssystem mit Sedimenten versorgt.

Die kohlenwasserstoff-höffigen Ziele des Untersuchungsgebiets befinden sich in turbiditischen Hangsedimenten (*Highstand Systems Tract*-Sande), die zeitlich vom Oligozän bis zum Miozän reichen. Das Untersuchungsgebiet ist, wie auch das gesamte Nigerdelta-Becken, unter Ablagerungsbedingungen des Kontinentalhangs entstanden, was mit erhöhten Sedimentationsraten einhergeht. Die Ablagerung geschah ausschließlich von Nordost nach Südwest durch bis zu sechs submarine Canyons, die sich im Pliozän und Miozän ausbildeten. Die Sedimentzubringer der Canyons zu diesen Zeiten konzentrierten sich hauptsächlich auf den Norden des Untersuchungsgebiets und führten dort zu günstigeren Reservoir-eigenschaften der Sedimentgesteine. Turbiditfächer sind die primäre und channelartige Rinnen die sekundäre Ablagerungsform. Die Gesamtmächtigkeiten der Reservoirgesteine sind aufgrund der Tektonik und der Ablagerungsgeschichte im Norden des Untersuchungsgebiets höher und erreichen dort zum Beispiel etwa 100 Meter, im Süden hingegen nur 70 Meter. Sechs bis sieben horizontal übereinander liegende *Highstand Systems Tract*-Horizonte sind im Untersuchungsgebiet ausgebildet. Die Porositäten und Permeabilitäten der Reservoirgesteine sind überall ähnlich gut und liegen im Durchschnitt bei 29 Prozent bzw. einem Darcy. Neben der Reservoirqualität sind auch die Bedingungen der Migration und besonders die der Muttergesteine vielversprechend bis günstig. Nur die Integrität der Fallen und Abdichtungen stellen in allen Bereichen des Untersuchungsgebiets aufgrund von erhöhtem *Geopressure* ein Risiko dar. Der stärkste *Geopressure* tritt im Nordwesten des Untersuchungsgebiets auf.

5. Submarine Canyons

Submarine Canyons sind Geländeeinschnitte mit steilen Flanken, die sich in den Kontinentalschelf und den Kontinentalhang einschneiden. Sie stellen die Verbindungswege für den Sedimenttransport aus kontinental-terrestrischen Bereichen über den Kontinentalschelf bis in abyssale Bereiche dar (siehe Abbildung 17) und spielen eine Schlüsselrolle bei der Entstehung von Kontinentalrändern, da sie oft über Millionen Jahre hinweg bestehen (Shanmugam, 2006). Weltweit sind submarine Canyons an Kontinentalrändern und in marinen Gefällen von Inseln als charakteristisches, erosionales Merkmal vorzufinden. Sie kommen sowohl an tiefen, siliziklastischen Kontinentalrändern als auch auf flachmarinen Karbonatplattformen vor. Aufgrund der relativ starken und regelmäßigen Sedimentbewegung innerhalb der submarinen Canyons werden diese als eigenständiger Ablagerungsraum angesehen (Shanmugam, 2003; Jobe et al., 2011; Harris & Whiteway, 2011).

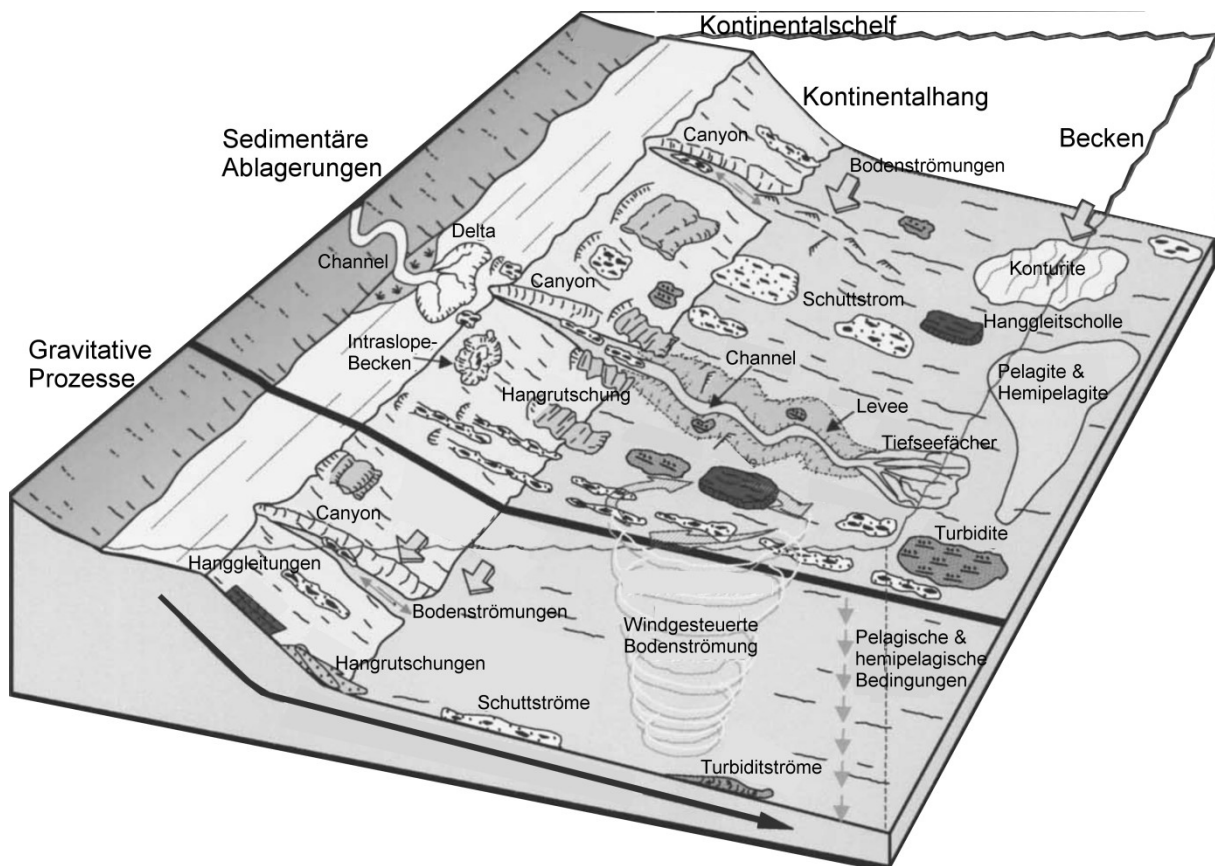


Abbildung 17: Schematische Darstellung des Kontinentalschelfs und Kontinentalhangs und der hier auftretenden gravitativen Prozesse (Massenbewegungen) und Meeresströmungen sowie den daraus resultierenden sedimentären Ablagerungen und Strukturen (nach Shanmugam, 2003)

In der wissenschaftlichen Literatur werden die Bezeichnungen *Channel* und *Canyon* entweder synonym oder widersprüchlich verwendet. Um in dieser Arbeit Verwechslungen zu vermeiden, werden diese Bezeichnungen differenziert angewendet. Submarine *Channels* entstehen durch Erosion bei flachen Gradienten ($< \text{ein Grad Neigung}$) am Kontinentalschelf und am Kontinentalfuß der Sedimentbecken (siehe Abbildung 18). Sie stehen unter stärkerer Beeinflussung durch strukturelle Trends und marine Strömungen. Strukturelle Trends am untersten Kontinentalhang und oberen Kontinentalfuß führen zur Häufung submariner *Channels*. Innerhalb eines aktiven submarinen *Channels* dominiert am Kontinentalschelf der Sedimenttransport durch Strömungen. Am Kontinentalfuß hingegen sind innerhalb des aktiven *Channels* Turbiditströme dominant, die zur *Channel/Levee-Fazies* führen und kanalisierte Loben bilden (siehe Abbildung 17; Morgan, 2004; Deptuck et al. 2007; Mayall et al., 2010).

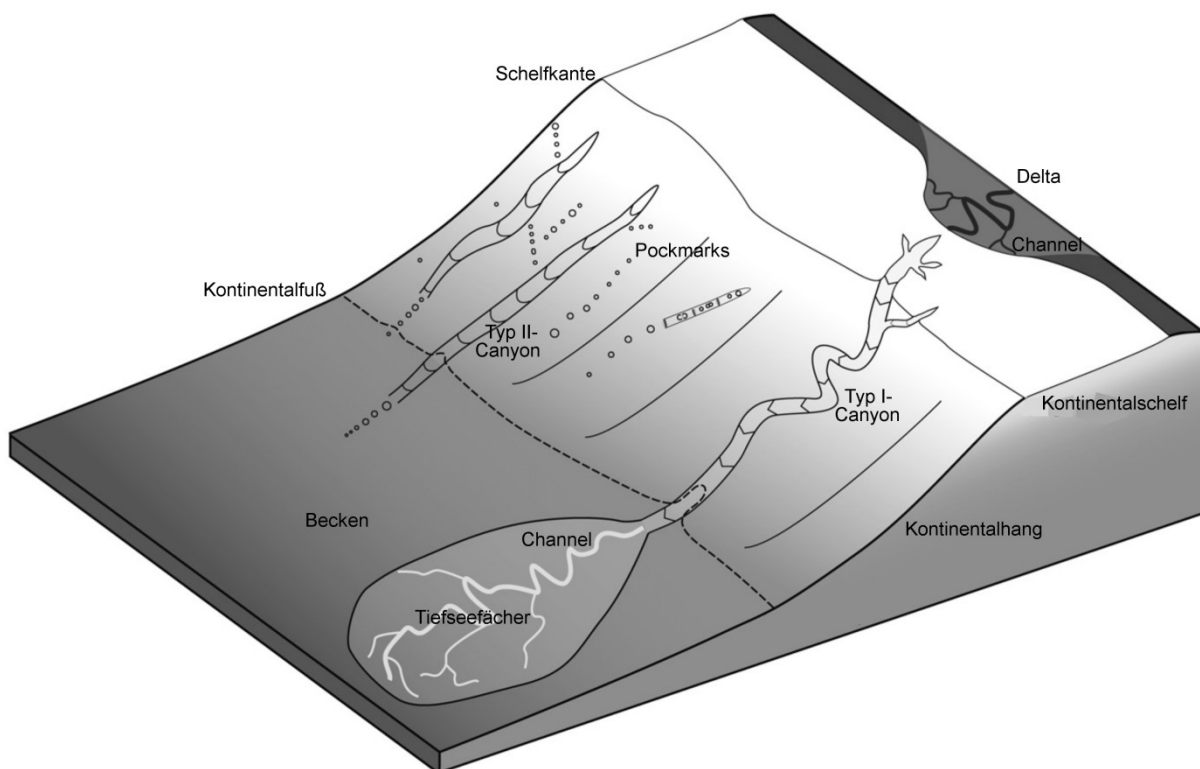


Abbildung 18: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Arten submariner Canyons und Channels (nach Jobe et al., 2011) und die zwei grundlegenden Canyon Typen nach Benjamin et al. (2015); Anmerkung: Channels treten in Deltanähe auf dem Kontinentalschelf und in Verbindung mit Tiefseefächern am Kontinentalfuß auf; viele Canyons entspringen aus Deltas großer Flüsse und münden oft in Tiefseefächern; viele Canyons beginnen schon auf dem Kontinentalschelf, andere erst auf dem Kontinentalhang; inaktive Canyons können zudem vermehrt in Verbindung mit Pockmarks auftreten.

5. Submarine Canyons

Die Bezeichnung submariner Canyon wird hingegen für tiefe, erosive Geländeeinschnitte verwendet, die hauptsächlich bei einem höheren Gradienten in den Kontinentalhang einschneiden (siehe Abbildung 17; *Shanmugam, 2003; Jobe et al., 2011*). Im Schnitt liegt die Neigung eines Canyons bei 58 Meter pro Kilometer bzw. 3,3 Grad. Tendenziell haben kürzere submarine Canyons eine steilere Neigung (*Shanmugam, 2006*). Submarine Canyons am Kontinentalrand von Nordwestafrika weisen einen durchschnittlichen Gradienten von unter zehn Grad für 63 Prozent, zehn bis 20 Grad für 30 Prozent, 20 bis 30 Grad für sechs Prozent und 30 bis 40 Grad für einen Prozent der Canyons auf. Innerhalb der aktiven Canyons sind gravitative Massenbewegungen dominant (*Seibold & Hinz, 1974; Adeogba et al, 2005*). Der Verlauf der Canyons ist in der Regel senkrecht zum Streichen des Kontinentalhangs. Aktiv bedeutet, dass innerhalb der Canyons (oder *Channels*) erosive Prozesse herrschen oder zumindest die Höhe der Flanken konstant bleibt (*Shanmugam, 2003; Shanmugam, 2006*). Nach Benjamin et al. (2015) lassen sich submarine Canyons im Nigerdelta in zwei Typen einteilen. Erstens in sandige, erosive Typ I-Canyonsysteme, welche in der Regel fluviatilen Ursprungs sind oder zweitens in schlammige, aggradierende Typ II-Canyonsysteme, welche durch gravitative Massenbewegungen gebildet werden (siehe Abbildung 18).

Die zwei indirekten Faktoren, die zur Entstehung submariner Canyons führen, sind die Tektonik und der Meeresspiegelstand. Der Sedimenteintrag ist hingegen ein direkter Faktor (*Mayall et al., 2010; Sylvester et al., 2010*). Alle drei stehen im Zusammenhang und müssen deshalb gemeinsam betrachtet werden. An aktiven Kontinentalrändern sind die Schelfregionen relativ schmal bis gar nicht vorhanden (siehe Abbildung 19). Daraus folgt, dass während des höchsten oder des niedrigsten Meeresspiegelstands der Sedimenteintrag sehr nahe der Schelfkante oder direkt in den Kontinentalhang erfolgt. Die Wahrscheinlichkeit der Bildung von neuen, aktiven Canyons und deren Erhaltung ist somit ziemlich hoch. In beiden Fällen gilt ein höherer Sedimenteintrag führt zu höherer Canyon-Aktivität (*Shanmugam, 2006; Harris & Whiteway, 2011*).

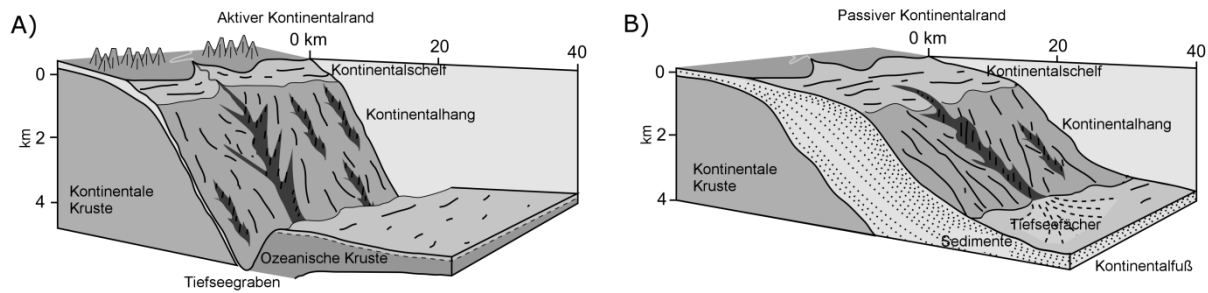


Abbildung 19: Schematische Darstellungen submariner Canyons an aktiven (A) und passiven (B) Kontinentalrändern (nach Harris & Whiteway, 2011); Anmerkung: Wichtig sind die Unterschiede in der Größe der Schelfbereiche, der Sedimentmächtigkeiten und der Gefälle am Kontinentalhang sowie die mögliche Bildung submariner Tiefseefächer an passiven Kontinentalrändern.

An passiven Kontinentalrändern wird dagegen zwischen den Meeresspiegelständen unterschieden (Shanmugam, 2006). Im Falle eines niedrigen Meeresspiegelstands verhält es sich wie bei aktiven Kontinentalrändern. Während eines hohen Meeresspiegelstands erfolgt der Sedimenteintrag weiter entfernt von den Ausgangspunkten der submarinen Canyons. Der größte Teil der Sedimente wird somit dauerhaft auf dem Kontinentalschelf abgelagert und nur ein kleiner Teil erreicht die aktiven, submarinen Canyons, während neue, aktive Canyons fast gar nicht gebildet werden. In diesem Fall verhält sich die Sedimentationsrate neutral. Sie kann negativen, positiven oder neutralen Einfluss auf die Aktivität submariner Canyons haben (Shanmugam; 2003; Harris & Whiteway, 2011).

Für beide tektonische Verhältnisse gilt, dass während einer Regression eine hohe Sedimentationsrate die Aktivität der submarinen Canyons erhöht. Während einer Transgression stoppt diese hingegen fast vollständig. Die Sedimentationsrate entscheidet daher über die Erhaltung der submarinen Canyons. Während bei einer Regression eine niedrige Sedimentationsrate die Erhaltung der Canyons unterstützt, fördern hohe Sedimentationsraten die Erosion innerhalb der Canyons. Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass während einer Regression die Aktivität der Canyons steigt und sie während einer Transgression fällt. *Pockmarks* innerhalb eines Canyonverlaufs sind ein eindeutiges Anzeichen für die Inaktivität eines Canyons (siehe Abbildung 18 und 20; Adeogba et al, 2005; Shanmugam, 2006).

Analog zu terrestrischen Flusstälern sind submarine Canyons erosionale Kanäle, die sich in den Meeresboden und die unterliegenden Schichten einschneiden. Wie Flüsse haben die Canyons ebenfalls gewundene oder verflochtene Verlaufsmuster. Im Gegensatz jedoch zu

5. Submarine Canyons

gewundenen Flüssen können sich submarine Canyons auch bei steilen Gradienten in Nachbarschaft zu verflochtenen Canyons bilden. Submarine Canyons entstehen nahe der Schelfkante und breiten sich in der Regel bis an die Basis des Kontinentalhangs aus. Sie sind teilweise Verlängerungen aktiver, submariner *Channels* am Kontinentalschelf, können aber auch unabhängig von ihnen entstehen. Zudem können submarine Canyons auch in submarine *Channels* am Kontinentalfuß münden (siehe Abbildung 18) sowie als kleinere Nebenarme aus größeren Canyons hervorgehen (siehe Abbildung 20; *Shanmugam, 2006; Jobe et al., 2011; Harris & Whiteway, 2011*).

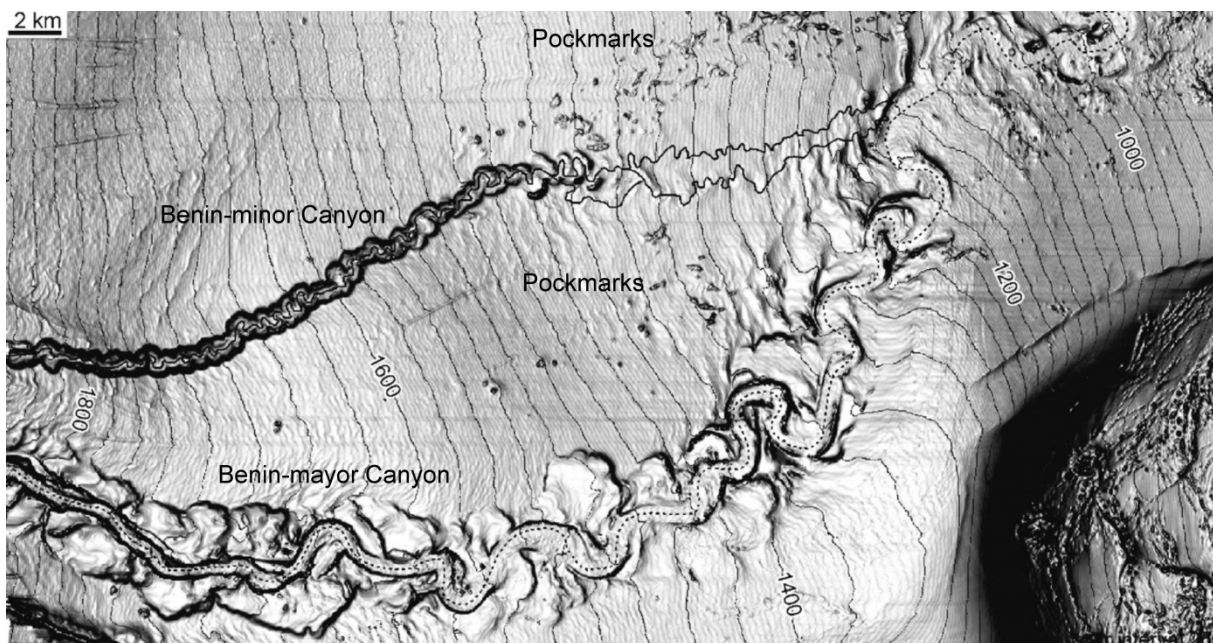


Abbildung 20: Die Abbildung des Meeresbodens (Dip Curvature-Attributkarte) zeigt den Benin-Canyon im Golf von Guinea mit seinem Haupt- und Nebenarm (aus *Deptuck et al., 2007*); Anmerkung: Der Nebenarm ist ein inaktiver, teilweise verfüllter Canyon und steht in Verbindung mit der Bildung der benachbarten Pockmarks.

Oft entwickeln sich aktive, submarine Canyons an den Mündungen großer Flüsse, wie zum Beispiel dem Ganges, dem Mississippi, dem Kongo, dem Amazonas, dem Hudson oder dem Niger (*Jobe et al., 2011; Harris & Whiteway, 2011*). Eine Ursache hierfür ist die Entstehung des Ausgangspunkts eines aktiven, submarinen Canyons durch fluviatile Erosion am Kontinentalschelf. Dies erfolgt, wenn während einer Regression der Kontinentalschelf freigelegt und subaerischer Erosion ausgesetzt wird. Dabei schneiden die Flüsse in den trockengefallenen Kontinentalschelf und lassen subaerische Flusstäler entstehen. Zu besonders starker Erosion während einer Regression kommt es, wenn der eustatische Meeresspiegelrückgang stärker ist als die Subsidenz. In der anschließenden Transgression werden die Flusstäler dann überflutet und zu submarinen *Channels*, welche die

Flussmündungen mit den Ausgangspunkten der submarinen Canyons nahe der Schelfkante verbinden. Diese Verbindung erfolgt durch die Konzentration des Wassers innerhalb der submarinen *Channels* aufgrund der begrenzenden Morphologie. Dieser Prozess der Entstehung und Erhaltung aktiver, submariner Canyons tritt besonders während Regressionen an passiven Kontinentalrändern auf (*Heiniö & Davies, 2006; Shanmugam, 2006; Harris & Whiteway, 2011*).

Eine weitere Ursache, weshalb sich Canyons an Flussmündungen bilden, ist die hohe Sedimentationsrate und die damit verbundene erhöhte Wahrscheinlichkeit von gravitativen Massenbewegungen (*Shanmugam, 2003*). Submarine Erosion durch Massenbewegungen von Sedimenten am Kontinentalhang, auch unabhängig von Flüssen, kann zur Entstehung submariner Canyons führen. Diese Massenbewegungen können durch Hangrutschungen, Hanggleitungen, Körnerströme (*Grain Flows*), Schlammströme (*Mud Flows*) oder Schuttströme (*Debris Flows*) erfolgen und beeinflussen stetig die Morphologie und die Orientierung der Canyons (siehe Abbildung 17). Dieser Prozess tritt besonders während Regressionen an aktiven Kontinentalrändern auf (*Li et al., 2009; Harris & Whiteway, 2011; Jobe et al., 2011*).

Ein weiterer Prozess submariner Erosion und somit der Entstehung von Canyons sind Strömungen, die im Gegensatz zu laminaren, gravitativen Strömungen wie zum Beispiel Schuttströmen stehen. Diese weisen neben laminarer auch turbulente Strömung auf, welche zu einer stärkeren submarinen Bodenerosion führt. Zudem erhöht die längere Verweildauer dieser Bodenströmung an einem Ort die Wahrscheinlichkeit der Entstehung eines *Channels* oder Canyons. Die Strömungen entwickeln sich aus tidalen, äolischen oder thermischen Kräften. Im Unterschied zu den gravitativ gesteuerten Massenbewegungen bewegen sie sich auch entgegen des gravitativen Potentialgefälles (siehe Abbildung 17). Sie fließen entweder bevorzugt parallel zum Streichen des Meeresbodens entlang der Küste oder des Kontinentalhangs oder auch unabhängig in kreisenden Bewegungen. Jedoch führen diese Bodenströmungen meist nur indirekt zu submarinen Canyons. In der Regel bildet sich zuerst ein *Channel* auf dem Kontinentalschelf, der an der Schelfkante in einen Canyon übergehen kann (*Heiniö & Davies, 2006; Shanmugam, 2006; Jobe et al., 2011*).

Submarine *Channels*, die durch subaerische Erosion entstanden sind, können von *Channels*, die durch Störungen und Strömungen am Kontinentalschelf beeinflusst wurden, unterschieden werden. Die Orientierung und die Morphologie Letzterer werden beeinflusst durch das topographische Relief. Durch subaerische Erosion entstandene *Channels* haben eine schmalere Morphologie und durchschneiden die Schelfkante etwa senkrecht, um in einen submarinen Canyon überzugehen. Die andere Art der *Channels* ist hingegen breiter und verläuft parallel zum Streichen der Schelfkante, bevor sie übergangslos in einen submarinen Canyon mündet. Beide Arten von *Channels* sind jedoch indirekt mit Regressionen verbunden (Shanmugam, 2003; Robinson et al., 2004; Harris & Whiteway, 2011).

Zudem sind neben den dominierenden Flussmündungen strukturelle Trends auf dem Kontinentalschelf in Richtung des Kontinentalhangs, wie zum Beispiel Transformstörungen, bevorzugte Ausgangspunkte für submarine Canyons. Beide Prozesse fördern die Entstehung der *Channels* in Richtung des Kontinentalhangs und somit indirekt die Aktivität der Canyons. Im Allgemeinen werden submarine Canyons nicht nur durch einen Prozess gebildet, sondern aus der Kombination von subaerischer Erosion, submariner Erosion und Deformation über einen langen Zeitraum. Dabei kann die Entstehung eines submarinen Canyons von Prozessen gesteuert werden, die anschließend innerhalb des Canyons nicht mehr aktiv sind (Shanmugam, 2003; Shanmugam, 2006).

Die physikalischen und biogenen Prozesse innerhalb eines submarinen Canyons sind gravitative Massenbewegungen, Bodenströmungen wie Gezeitenströmung und biogene Erosion. Die wichtigsten Transportprozesse sind die gravitativ gesteuerten Prozesse, welche durch unterschiedliche Ereignisse ausgelöst werden können (siehe Abbildung 17; Shanmugam, 2006). Der Auslöser im Nigerdelta ist seit dem Miozän die hohe Sedimentationsrate am Kontinentalhang, unterstützt durch den fortlaufenden Diapirismus der Tonsedimente. Die damit verbundene Hebung der hangenden Sedimente und die Deformation der *Intraslope*-Becken führten zur regionalen Zunahme des Gradienten. Andere Prozesse sind nur kurzzeitig aktiv, können aber ebenfalls Massenbewegungen von Sedimenten in submarinen Canyons auslösen. Dazu gehören unter anderem Erdbeben, Sturmereignisse, Tsunamis und submarine, vulkanische Aktivitäten, wie zum Beispiel in der Kamerunischen Vulkankette. Massenbewegungen können in verschiedenen Ausprägungen auftreten. In rezenten, submarinen Canyons konnten die Transportprozesse wie zum Beispiel

Hangrutschungen, Hanggleitungen, Körnerströme, Schlammströme, Schuttströme und Turbiditströme nachgewiesen werden (*Shanmugam, 2003; Harris & Whiteway, 2011; Jobe et al., 2011*).

Eine weitere auftretende Tiefenwasserströmung in submarinen Canyons ist die gezeitenbedingte Strömung, die ein wichtiger Faktor in den Sedimentationsprozessen ist (*Shanmugam, 2006*). Durch die Morphologie der Canyons gibt es innerhalb dieser keine Schelfkante. Sie stellt eine wichtige Grenze bei den submarinen Prozessen dar und trennt die gezeiten- und wellendominierten Ablagerungsräume des Kontinentalschelfs von dem durch Massenbewegungen dominierten Kontinentalhang. Diese Grenze hat jedoch innerhalb der submarinen Canyons keine Bedeutung. Durch die räumliche Begrenzung der submarinen Canyons kommt es zur Konzentration und Beschleunigung der gezeitengesteuerten Wassermassen, wie es zum Beispiel auch in Ästuaren der Fall ist. Einige submarine Canyons sind direkte Verlängerungen von Ästuaren im distalen Bereich. Die Topographie eines submarinen Canyons ist gemeinsam mit dem Tidenhub und der Strömungsrichtung entscheidend für die Geschwindigkeit der Gezeitenströmung innerhalb der submarinen Canyons. Beobachtete Strömungen, die gegen das gravitative Potentialgefälle gerichtet sind und im Zyklus der Gezeiten auftreten, sind der Beweis für gezeitenbedingte Strömungen innerhalb der submarinen Canyons. Eine solche Strömung kann nicht durch gravitativ bedingte Massenbewegungen oder Turbiditströme erklärt werden (*Shanmugam, 2003; Mayall et al., 2010; Jobe et al., 2011*).

Biogene Erosion durch benthische Organismen ist durch den rezenten, hohen Sedimenteintrag im Nigerdelta nicht zu erwarten. Daher tritt biogene Erosion nur während der Inaktivität der submarinen Canyons auf. Der Sedimenttransport in submarinen Canyons schwankt zwischen episodischen und kontinuierlichen Events (*Shanmugam, 2006*).

Innerhalb submariner Canyons werden zwei verschiedene Ablagerungstypen voneinander unterschieden. Erstens Ablagerungen, die durch gravitative Massenbewegungen innerhalb der Canyons bestimmt werden und zweitens Ablagerungen, die durch Prozesse bestimmt werden, die sich auf den Kontinentalhang beschränken. Zu Letzteren gehört die Fazies aus Intervallen von pelagischen und hemipelagischen Tonablagerungen während

inaktiver Phasen, welche an einer internen Bioturbation zu erkennen sind (siehe Abbildung 17; *Shanmugam, 2006*).

Aufgrund der Gezeitenströmung innerhalb der submarinen Canyons bilden sich gezeitenbedingte Fazies, die an mehreren strukturellen und lithologischen Besonderheiten zu identifizieren sind. Während eines hohen Sedimenteintrags durch Gezeitenströmungen sind Kombinationen von feinen bis sehr feinen Sanden mit Einschaltungen von doppelt ausgebildeten Schlammlagen auffällig. Die doppelt ausgebildeten Schlammlagen repräsentieren wie die Sand-Ton-Wechselagerung den tidalen Zyklus, der zu den wichtigen Eigenschaften zur Identifizierung von tidalen, klastischen Ablagerungen zählt. Eine weitere wichtige Eigenschaft des tidalen Zyklus ist, dass die abwechselnd hohen und tiefen Strömungsgeschwindigkeiten durch abwechselnd dickmächtige und dünnmächtige Sandlagen repräsentiert werden. Dieser Wechsel von dickmächtigen und dünnmächtigen Sandlagen spiegelt Ebbe und Flut wider, kommt nur im tidalen Regime vor und besitzt einen zwölfstündigen Rhythmus. Zudem gibt es einen tidalen, vierzehntägigen Zyklus, der vom Winkelabstand zwischen Mond und Sonne zum Bezugspunkt Erde abhängig ist. Stehen Sonne und Mond in Konjunktion oder Opposition, kommt es zu einer höheren Flut, die Springtide genannt wird. Stehen sie im rechten Winkel zueinander, kommt es zu einer niedrigeren Flut, die Nipptide genannt wird. Dies führt zu einer stufenweisen Zunahme der Mächtigkeit der Sedimentlagen bis zu einem Maximum während Springtide und einer stufenweisen Abnahme der Mächtigkeit bis zu einem Minimum während Nipptide (*Shanmugam, 2003; Shanmugam, 2006; Jobe et al., 2011*).

Allgemein zeigt die Aufarbeitung unverfestigter Lockersedimente durch die Trennung der heterogenen Korngrößenverteilung aus den Massenbewegungen relativ gut sortierte Sedimentkörper und die Sedimentlagen zeigen teilweise scharfe Grenzen. An der Mündung submariner Canyons am Übergang von Kontinentallhang zu Kontinentalfuß lagern sich die Sedimente aus kontinentaler und mariner Erosion in Tiefseefächern ab, welche einen Beweis für die Verbindung der submarinen Canyons zwischen den terrestrischen Bereichen und dem Kontinentalschelf mit den abyssalen Bereichen darstellen. Diese Tiefseefächer können abhängig vom Transportprozess, den Strömungen und von der Topographie des Ablagerungsraums unterschiedliche Morphologien aufweisen. Jedoch bilden sich nicht jedes Mal Tiefseefächer aus. Unter bestimmten Bedingungen können submarine Canyons auch in

Tiefsee-*Channels* übergehen, die viele Kilometer weit in den abyssalen Bereich reichen. Zudem enden einige Canyons auch in *Intraslope*-Becken am Kontinentalhang, welche sich im Nigerdelta aufgrund des Diapirismus bilden und zu einer stark unregelmäßigen Topographie des Meeresbodens führen (siehe Abbildung 21; Shanmugam, 2006; Harris & Whiteway, 2011).

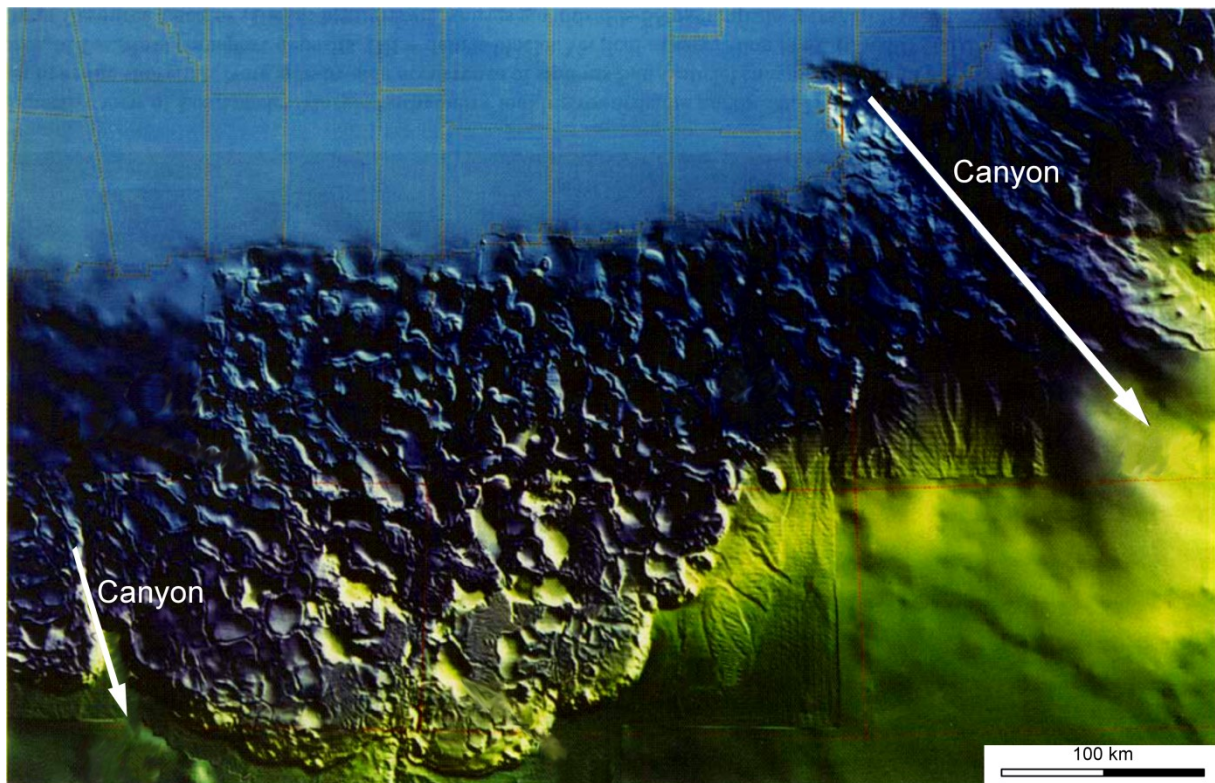


Abbildung 21: Strukturkarte des Meeresbodens mit rezenten Intraslope-Becken zwischen submarinen Canyons am Kontinentalhang (aus Shanmugam, 2006); Anmerkung: Die Intraslope-Becken sind durch Diapirismus entstanden.

Rezente submarine Canyons schneiden sich tief mit steilen Flanken in den Meeresboden ein und weisen oft einen gewundenen Verlauf mit U- (häufig am unteren Kontinentalhang) oder V-förmigem (häufig am oberen Kontinentalhang) Profil auf (siehe Abbildung 22). Dabei sind ihre Ausmaße stark variierend, jedoch sind sie im Vergleich zu den pleistozänen Canyons während der hochglazialen Phasen oder den miozänen Canyons während der starken regressiven Phasen kleiner. Dies liegt an der weltweiten rezenten Transgression und der damit einhergehenden Verlagerung der marinen Sedimentationsräume in dem Kontinentalhang entferntere Bereiche. Eine Transgression beeinflusst besonders passive Kontinentalränder, wie es zum Beispiel im Nigerdelta der Fall ist. Im rezenten Nigerdelta-Becken gibt es neun größere submarine Canyons: den Avon-, Mahin-, Benin-,

5. Submarine Canyons

Ramos-, Dodo-, Fishtown-, Niger-, Qua Iboe- und Calabar-Canyon (siehe Abbildung 23; Adeogba et al., 2005; Shanmugam, 2006).

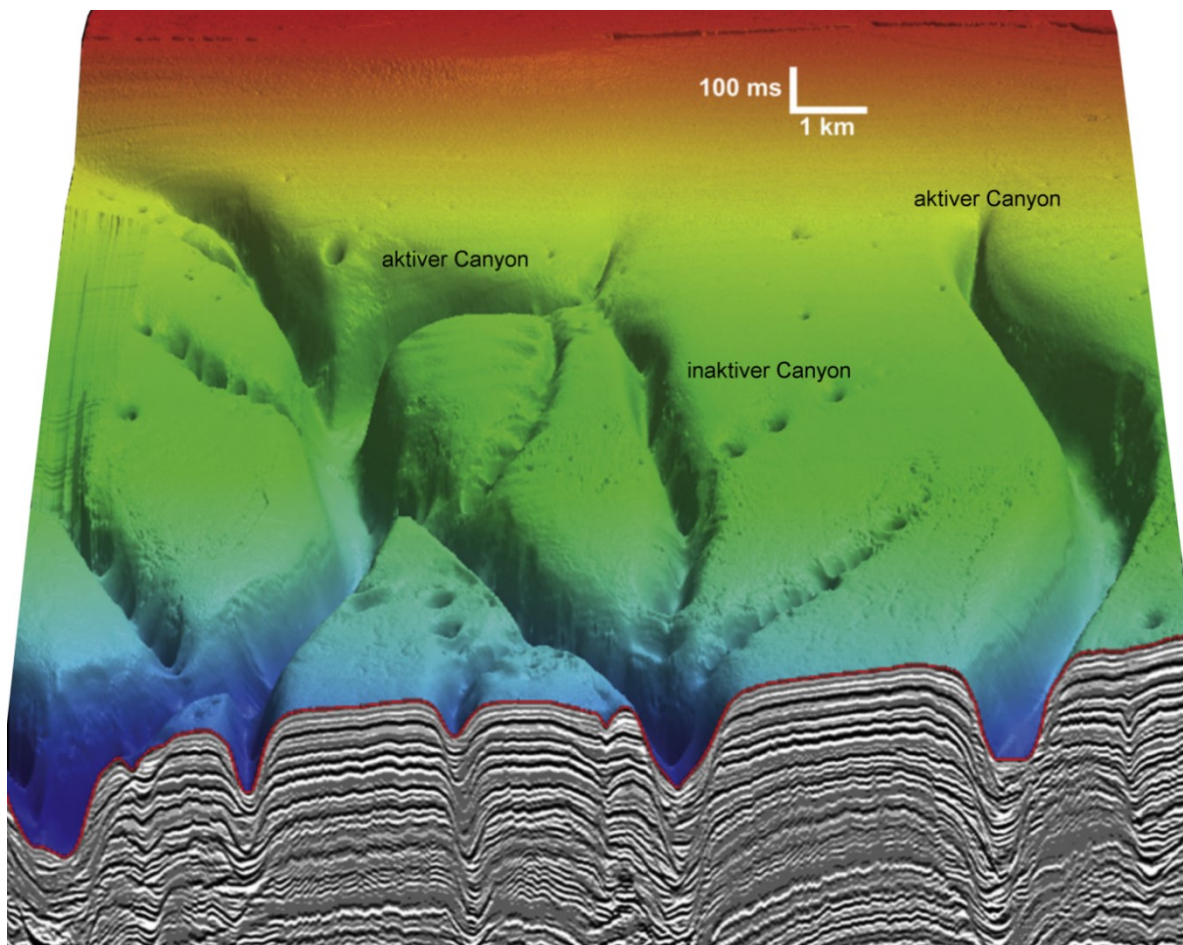


Abbildung 22: 3D-Strukturkarte und seismische Sektion des Meeresbodens im Golf von Guinea (aus Jobe et al., 2011); Anmerkung: Der inaktive Canyon in der Mitte der Abbildung ist teilweise verfüllt und durch vermehrtes Auftreten von Pockmarks gekennzeichnet.

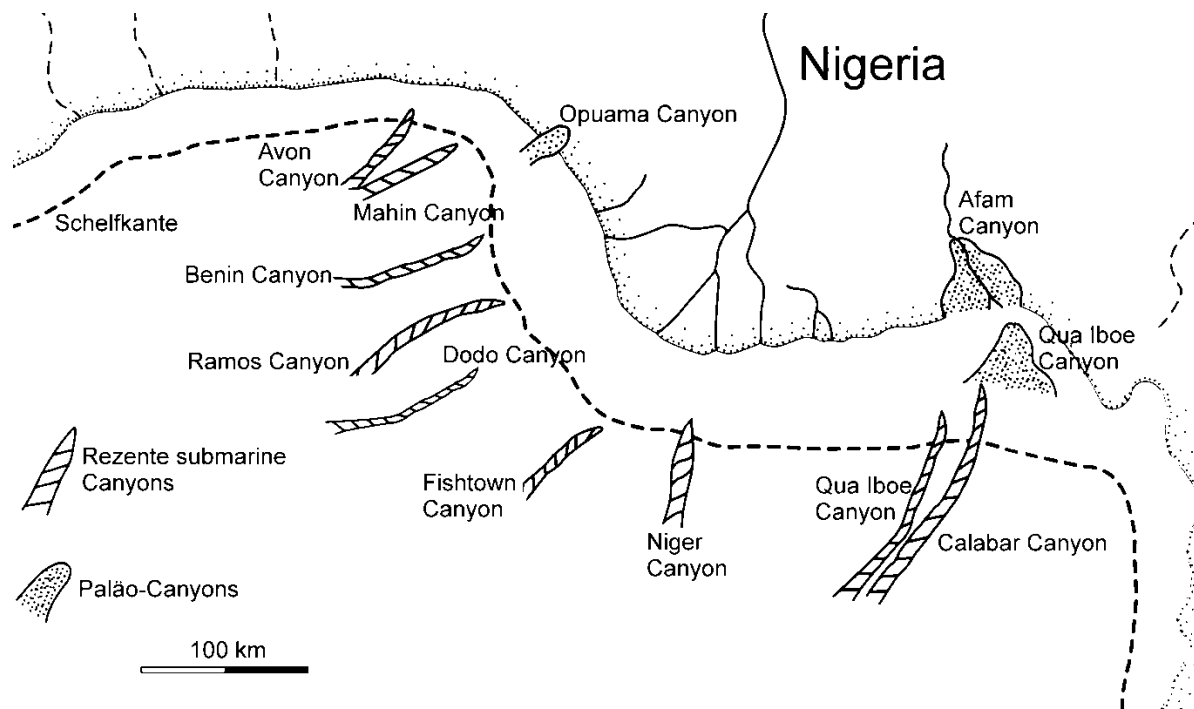


Abbildung 23: Lage der neun rezenten, submarinen Canyons und der drei bekanntesten Paläo-Canyons des Nigerdelta-Beckens (nach Shanmugam, 2003)

Der längste rezente submarine Canyon ist der Bering-Canyon im Beringmeer mit 1.495 Kilometern. Die statistische Länge der submarinen Canyons beträgt im Durchschnitt 55 Kilometer. Die kürzesten Canyons mit nur etwa zehn Kilometern Länge befinden sich an der Küste der Hawaiianischen Inseln. Der Ausgangspunkt vieler submariner Canyons befindet sich in einer Wassertiefe von 200 Metern nahe der neritisch-bathyalen Zonengrenze. Jedoch gibt es Canyons, die teilweise fast an die Küstenlinie reichen. Der rezente Avon-Canyon in der Bucht von Benin im Nigerdelta reicht bis in eine Wassertiefe von nur etwa zwanzig Meter und liegt nur fünf Kilometer von der Küste entfernt. Die Mündung der submarinen Canyons befindet sich im Durchschnitt bei etwa 2.000 Meter Wassertiefe. Das Relief der Canyonflanken erreicht im Durchschnitt eine Differenz vom Rand bis zum Canyonboden von über 900 Metern. Der Great Bahama-Canyon, der nordöstlich der Bahamas liegt, hat die tiefste Morphologie mit einer vertikalen Reliefdifferenz von 4.285 Metern. Der Avon-Canyon im Westen des Nigerdeltas erreicht hingegen eine Reliefdifferenz von 750 Metern bei einer Breite von bis zu fünfzehn Kilometern und der Calabar-Canyon im Osten des Nigerdeltas in der Bucht von Biafra erreicht eine Breite von bis zu vier Kilometern und dabei eine Tiefe von bis zu 185 Metern. Der größte submarine Canyon ist im südlichen Beringmeer zu finden. Der Zhemchug-Canyon hat ein ungefähres Volumen von 8.500 Kubikkilometern. Jedoch

5. Submarine Canyons

erreichen die meisten rezenten Canyons nur ein Volumen von unter 500 Kubikkilometern (siehe Tabelle in Anhang 1; *Shanmugam, 2006; Jobe et al., 2011*).

Im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit befindet sich der zur Gruppe der Niger-Canyons gehörende Typ II-Canyon mit der Bezeichnung Fishtown-Canyon (siehe Abbildung 23; *Deptuck et al., 2007; Benjamin et al., 2015*).

6. Natürliche Fluidaustritte

Das Entweichen von Fluiden aus der Erdkruste in die Atmosphäre und Hydrosphäre ist ein natürlicher Prozess, der an vielen Orten der Erde beobachtet werden kann. Im Jahre 1970 wurde das erste Mal das natürliche Aussickern von Kohlenwasserstoffen am *Scotian Shelf* in Kanada beobachtet und dokumentiert (Gay et al., 2006; Judd & Hovland, 2007).

Das Aufsteigen der Kohlenwasserstoff-Fluide ist ein Prozess, der subaerisch sowie submarin in Sedimentbecken auftritt und auf ein mögliches Kohlenwasserstoffvorkommen hinweist. Der Ort des Aussickerns wird als Fluidaustritt bezeichnet. Dieser ist an geologische Strukturen gebunden, welche die Wege für den Aufstieg der Kohlenwasserstoffe darstellen. Die höchsten Konzentrationen dieser natürlichen Fluidaustritte werden in Regionen mit *Mud Volcanoes* beobachtet. Lange waren diese Prozesse nur subaerisch bekannt, bevor in den 1970er Jahren einige submarine Beispiele entdeckt wurden (Milkov, 2000; Dimitrov, 2002; Loncke et al., 2004).

In den frühen 1990er Jahren begann die Kohlenwasserstoffexploration im submarinen Nigerdelta. Mithilfe seismischer Daten konnten Anomalien wie *Mud Volcanoes* am Meeresboden identifiziert und untersucht werden. Weitere Strukturen, die man in submarinen Bereichen des Nigerdeltas beobachtet hat, sind *Pockmarks*. Diese Depressionen am Meeresboden sind ebenfalls Belege für die vertikale Kohlenwasserstoffmigration innerhalb eines Sedimentbeckens (Graue, 2000; Hartwig et al., 2012).

Die Erforschung der natürlichen Fluidaustritte ist aus zahlreichen Gründen, neben den Hinweisen auf Erdöl- und Erdgasvorkommen von Bedeutung. Zum Beispiel treten sie auch häufig in Zusammenhang mit Gashydraten auf, beeinflussen als Methan- und Kohlenstoffdioxidquelle weltweite Klimaveränderungen oder können als Anzeiger für die Vorhersage seismischer Aktivität dienen (Hovland et al., 2002; Milkov et al., 2003; Hovland & Svensen, 2006; Judd & Hovland, 2007; Sultan et al., 2010).

6.1 Mud Volcanoes

Mud Volcanoes (Schlammvulkane) sind geologische Strukturen, die aus dem Aufstieg feiner Sedimente und Fluide an die Erdoberfläche oder den Meeresboden entstehen. Schlammvulkanismus ist nicht nur ein einzelner bestimmter Prozess und *Mud Volcanoes* haben auch keine einheitlichen Entstehungsmerkmale. Vielmehr variieren die antreibenden Kräfte, die Aktivität, die Materialien, Geometrien und Morphologien erheblich (*Milkov, 2000; Graue, 2000; Dimitrov, 2002; Kopf, 2002; Huseynov & Guliyev, 2004*). Über 2.000 *Mud Volcanoes* wurden bisher weltweit identifiziert. Schreitet die Erforschung der Tiefsee weiter so voran wie bisher, wird sich diese Zahl noch beträchtlich erhöhen. Es wird geschätzt, dass die ungefähre Zahl an submarinen *Mud Volcanoes* bis zu einer Million betragen könnte (*Milkov, 2000; Judd, 2005*).

Die geographische Verbreitung der *Mud Volcanoes* ist streng an die geologischen Bedingungen gebunden in denen sie vorkommen. Tatsächlich treten subaerische *Mud Volcanoes* eher in kompressionalen Regimen, wie zum Beispiel in akkretionären Komplexen, in Überschiebungsgürteln, im Vorland alpidischer Orogene oder auch in Sedimentbecken an aktiven Plattengrenzen, auf. Die submarinen *Mud Volcano*-Gebiete stehen hingegen häufig in Verbindung mit extensionalen Regimen mit hohen rezenten Sedimentationsraten und intensivem Diapirismus, wie zum Beispiel am Kontinentalhang großer Flussdeltas und kommen an passiven als auch aktiven Kontinentalrändern vor (siehe Abbildung 24; *Dimitrov, 2002*).

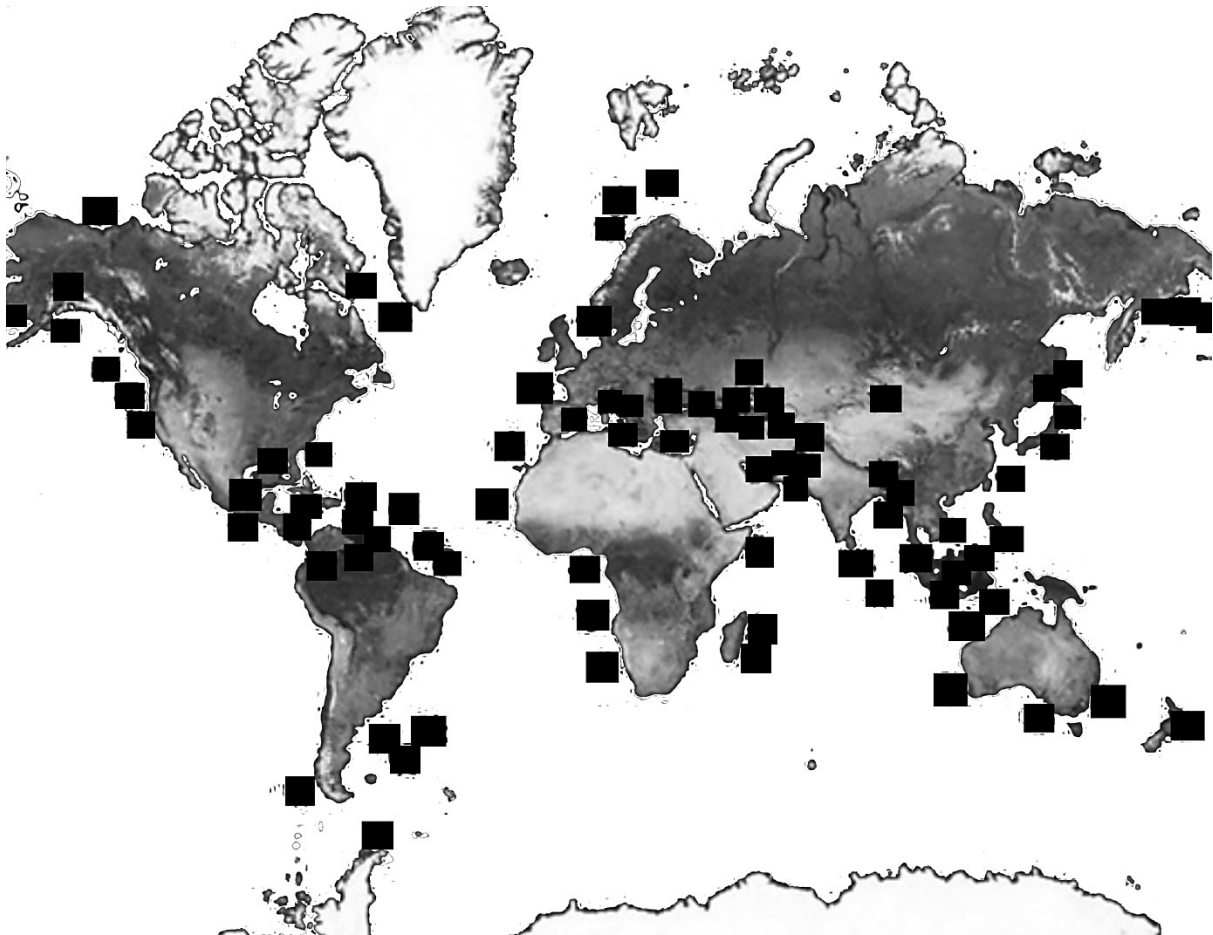


Abbildung 24: Weltweite Verteilung der subaerischen und submarinen Mud Volcano-Gebiete (nach Milkov, 2000)

In allen *Mud Volcano*-Gebieten treten Ablagerungen mobiler Tonsedimente in den tieferen Bereichen der Sedimentbecken oder nahe der Abscherungsflächen (*Detachments*) in akkretionären Komplexen auf. In der Regel bestehen diese Sedimente aus feinkörnigem, weichem Material mit geringer Dichte, welche von mindestens 1.500 Meter mächtigen, dichteren Sedimenten überlagert sind. Diese plastischen und mobilen Tonsedimente liegen unter mächtigen, sandigen Sedimentschichten, die meist aus dem Känozoikum stammen. Aufgrund der hohen Sedimentationsraten werden die Tonsedimente schnell begraben und bleiben unterkompaktiert. Ein hoher Porenfluiddruck sorgt als wichtigste treibende Kraft für den Aufstieg der schlammigen Sedimentmassen. Dieser wird durch die Fluide im Porenraum verursacht. Infolge des Fluidgehalts der Sedimente werden die Dichte, die Viskosität und das Schermodul verringert. Die Tonsedimente werden somit semiliquid, plastisch und mobil. Jedes *Mud Volcano*-Gebiet zeichnet sich durch einen hohen Porenfluiddruck aus. Dieser kann den hydrostatischen Druck um mehr als das zweifache übertreffen. Alle Gebiete in denen *Mud Volcanoes* auftreten, sind durch mächtige Sedimentlagen charakterisiert, die durch hohe

Sedimentationsraten schnell angewachsen sind. Das Gleiche gilt für *Forearc*-Becken, in denen das Anwachsen der Sedimentmächtigkeiten durch Überschiebung verursacht wird (Milkov, 2000; Dimitrov, 2002).

Mud Volcanoes können an die Existenz von Schlammdiapiren gebunden sein. Beide Strukturen gleichen sich darin, dass sie ihren Ursprung in einer mächtigen, unter Formationsdruck stehenden, tonigen Sedimentschicht haben. Schlammdiapire sind, wie ihre aus Steinsalz bestehenden Äquivalente, Domstrukturen und deformieren bei ihrem durch Dichteunterschiede getriebenen Aufstieg das hangende Gestein (Van Rensbergen et al., 1999).

Es besteht zudem eine Verbindung zwischen der weltweiten Verbreitung der *Mud Volcanoes* und der Kohlenwasserstoffvorkommen, da in diesen Gebieten vermehrt Kohlenwasserstoffe generiert werden oder wurden (siehe Abbildung 24). Die von *Mud Volcanoes* umgebenden Sedimente haben besonders günstige Eigenschaften, um sowohl als Reservoir- als auch Muttergesteine der Kohlenwasserstoffe zu dienen. Obwohl diese Beziehung nicht für alle *Mud Volcano*-Gebiete bewiesen ist, ist bekannt, dass besonders in rezenten akkretionären Komplexen Kohlenwasserstoffgeneration charakteristisch ist. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das Auftreten von *Mud Volcanoes* gebunden ist an die rezente, tektonische Aktivität in kompressionalen oder extensionalen Zonen, sedimentäre oder tektonische Auflast durch hohe Sedimentationsraten, Akkretion oder Überschiebung, anhaltende aktive Kohlenwasserstoffgeneration und mächtige, feinkörnige, plastische Sedimente am unteren Ende der stratigraphischen Abfolge (Milkov, 2000).

Abbildung 24 zeigt die weltweite Verbreitung der *Mud Volcanoes* wie sie auch von Milkov (2000) und Dimitrov (2002) beschrieben wird. Die bekannten und vermuteten *Mud Volcanoes* aus kompressionalen Regimen häufen sich unregelmäßig in voneinander unabhängigen Gürteln entlang der aktiven Plattengrenzen oder in Gebieten orogener Strukturen. Ein Großteil der *Mud Volcanoes* stehen in Zusammenhang mit der alpidischen-himalayischen Gebirgskette, entlang derer die größten *Mud Volcanoes* bestehen. Das aktivste und größte terrestrische *Mud Volcano*-Gebiet liegt am Kaspischen Meer im Osten Aserbaidschans. Entlang der alpidischen-himalayischen Gebirgskette wurde Schlammvulkanismus in folgenden Regionen beschrieben (Dimitrov, 2002): Am Mittelmeerrücken und angrenzenden Gebieten (Albanien, Italien), im Vorland der

Ostkarpaten in Rumänien und den Kertsch- und Taman-Halbinseln, im Kaukasus und dem Schwarzen Meer, am südlichen Kaspischen Meer (Aserbaidshan, Turkmenistan, Iran), in Makran an der Küste Pakistans und im Süden des Himalayas in Indien, China und Myanmar. Zudem gibt es *Mud Volcanoes* in der südlichen Verlängerung dieser Gebirgskette im Nordosten des Indischen Ozeans (Indonesien, Banda-Inseln). Die größte Anzahl an *Mud Volcanoes* ist um die Insel Timor am südöstlichen Ende dieser Verlängerung bekannt.

Am westlichen Rand des Pazifischen Ozeans, von Sachalin im Norden über Japan, Taiwan, die Marianen, die Salomonen, Fidschi, Samoa, Australien bis nach Neuseeland im Süden erstrecken sich etwa 150 subaerische *Mud Volcanoes*. Die Gesamtzahl der submarinen *Mud Volcanoes* entlang dieses Gürtels ist bisher noch ungeklärt, kann aber als weitaus höher angenommen werden. Der östliche Rand des Pazifischen Ozeans weist hingegen eine deutlich geringere Anzahl auf. Es sind Beispiele von den Aleuten, aus Alaska, British Columbia, Kalifornien, Costa Rica, Ecuador und Peru bekannt (Kopf, 2002; Dimitrov, 2003).

Im Atlantischen Ozean sind mehrere hundert subaerische sowie submarine *Mud Volcanoes* identifiziert worden. Der überwiegende Teil befindet sich entlang des Karibischen Überschiebungsgürtels und im Barbados-Akkretionskomplex. Zudem sind einige kleinere Ansammlungen von *Mud Volcanoes* unter anderem im Golf von Cadiz (Mazurenko et al., 2002) und im südlichen Kanarischen Becken (Müller et al., 2001) nachgewiesen worden.

Die größten und wichtigsten, submarinen *Mud Volcano*-Gebiete an passiven Kontinentalrändern mit extensionaler Tektonik befinden sich im Amazonasdelta, im Orinocodelta, in dem für diese Arbeit wichtigen Nigerdelta (Graue, 2000; Dimitrov, 2003), im Mississippidelta (Hovland et al., 1997) im Mackenziedelta und in Grönland (Kopf, 2002). Die Anzahl der submarinen *Mud Volcanoes* an passiven Kontinentelhängen großer Flüsse übersteigt die der subaerischen *Mud Volcanoes*, die in Verbindung mit kompressionaler Tektonik stehen. Da sie aber noch nicht so umfangreich und intensiv untersucht wurden, ist über sie noch nicht so viel bekannt und die Datenlage nicht so gesichert wie bei ihren subaerischen Äquivalenten.

Die Hauptkomponenten, die zur Bildung der *Mud Volcanoes* und deren Aktivität beitragen, sind die sogenannte *Mud Breccia*, Salzwasser und Gas (überwiegend Methan)

(Milkov, 2000; Dimitrov, 2002). Der Anteil an Salzwasser beträgt etwa 20 bis 40 Prozent. Die relativen Mengen und die genauen Eigenschaften dieser Komponenten variieren abhängig von der lokalen Geologie und den aktiven geologischen Prozessen (Etiope, 2005; Hensen et al., 2007).

Die *Mud Breccia* besteht hauptsächlich aus Gesteins- oder Tonklasten in einer tonreichen Matrix (Schlamm) und ist das charakteristischste Merkmal der *Mud Volcanoes*. Die am Meeresboden austretende *Mud Breccia* unterscheidet sich stark von den umgebenden Sedimenten. Sie stammt üblicherweise aus einer bestimmten Sedimentschicht und ist daher durch die eindeutige geochemische Kennzeichnung und die Fragmente der Klasten charakterisiert. Erstere spiegelt die geochemischen Bedingungen und Prozesse im Untergrund wider (Tonmineral-Entwässerung und Transformationsprozesse). Letztere geben Hinweise auf die Sedimentschichten, die auf dem Weg an die Sedimentoberfläche durchdrungen wurden. Die Klasten sind daher von unterschiedlicher Lithologie, Größe (bis zu fünf Meter) und Form. Jüngere *Mud Volcanoes* stoßen in der Regel eine *Mud Breccia* mit sehr hohen Klasten-/Matrix-Verhältnissen aus, wohingegen Ältere nahezu frei von Klasten sind und einen Matrixanteil von über 99 Prozent haben können. Die älteren *Mud Volcanoes* stehen zumeist mit der letzten Phase eines eruptiven Zyklus in Zusammenhang, bei welcher die letzten losen Klasten der Schlotwand bereits größtenteils durch den aufsteigenden Schlamm mitgetragen wurden (Graue, 2000; Dimitrov, 2002; Kopf, 2002).

Das Wasser, das von den *Mud Volcanoes* ausgestoßen wird, stammt sowohl aus flachen als auch aus tiefen Quellen und leitet sich aus einer Reihe verschiedener Prozesse ab. Die geochemischen Eigenschaften variieren daher nahezu unbegrenzt (Planke et al., 2003). Wässer aus der Entwässerungen von Tonmineralen machen einen bedeutenden Anteil aus. Die *Mud Breccia* und das Wasser sind in der Regel miteinander vermischt und bilden aufgrund der Mischungsverhältnisse Materialien verschiedener Viskosität. Bei starken Ausbrüchen der *Mud Volcanoes* können bis zu fünf Millionen Kubikmeter dieses Materials ausgestoßen werden (Graue, 2000; Kopf, 2002; Hensen et al., 2007).

Methan ist fast immer das dominierende Gas (Anteil 70 bis 99 Prozent), welches durch Schlammvulkanismus ausgestoßen wird (Etiope, 2005). Da die meisten *Mud Volcanoes* ihren Ursprung tief im Untergrund haben, ist thermogenes, fossiles (^{14}C -armes) Methan häufiger

als biogenes Methan. Zusätzlich können Kohlenstoffdioxid, Stickstoff, Schwefelwasserstoff, Argon und Helium enthalten sein (Dimitrov, 2002; Kopf, 2002; Huseynov & Guliyev, 2004; Judd, 2005; Etiope et al., 2009).

Mud Volcanoes bestehen aus zwei morphologischen Hauptkomponenten, den internen Schloten im Untergrund und den externen Vulkankegeln an der Sedimentoberfläche (siehe Abbildung 25; Milkov, 2000; Dimitrov, 2002). Die Eigenschaften dieser Komponenten sind abhängig von den vorherrschenden Prozessen innerhalb der *Mud Volcanoes*. Der Großteil der *Mud Breccia* wird in der Regel aus dem Hauptschlot (oder auch *Feeder Channel* genannt) ausgestoßen. Nahe der Sedimentoberfläche können mehrere kleinere, flankierende Nebenschlote vom Hauptschlot abzweigen (die sogenannten *Flank Vents*). Die Öffnung des Hauptschlots an der Sedimentoberfläche und der Spitze des *Mud Volcanoes* nennt man wie bei herkömmlichen Vulkanen auch Hauptkrater (*Main Vent*). Krater, die an der Spitze eines Nebenschlotts entstehen, nennt man Nebenkrater (*Satellite Crater*). Stürzen die subaerischen Krater ein, können sie sich mit Wasser füllen und bilden kleine Tümpel (*Salse*) aus denen Schlamm und Gas austritt. Um die Krater und Vulkankegel herum können sich viele kleine zusätzliche Gasaustritte (*Gasschlote*) bilden, welche man *Gryphones* nennt. Aus diesen tritt in der Regel nur Schlamm, Wasser und Gas aus, während Klasten nicht vorkommen. Diese Art der Gasaustritte ist häufig bei submarinen *Mud Volcanoes*. Treten die aufsteigenden Gase nicht aus, sammeln sie sich in den Sedimenten nahe der Sedimentoberfläche als Gashydrate an. In einigen Fällen werden die Gase auch in flachen Reservoirs gefangen, bis in ihnen der Porenfluiddruck zu hoch ist, die Gase und das Wasser dann entweichen und sogenannte *Pockmarks* am Meeresboden bilden (Sassen et al., 2001; Dimitrov & Woodside, 2003).

Submarine *Mud Volcanoes* in extensionalen und translationalen Zonen stehen meist in Verbindung mit synsedimentären *Growth Faults*, welche die Bildung der Schlammdiapire häufig mitinitiiieren. Durch die abgeschobenen Sedimentmassen an der *Growth Fault* wird der Druck auf die Tonsedimente der Diapire erhöht, was dazu führt, dass die Diapire weiter aufsteigen. Diese Druckentlastung und der Volumenverlust führen zu weiterem Abschieben an dieser Störung oder einer neu gebildeten, lokalen listrischen Abschiebung (bei welchen es sich demnach nicht um synsedimentäre Störungen handelt). Ist der Diapir so weit aufgestiegen, dass er die Sedimentoberfläche erreicht, bildet sich ein *Mud Volcano*. Durch den Ausstoß der *Mud Breccia* wiederum entsteht ein zusätzlicher Verlust an Sedimentvolumen an

der Basis des Schlots, der durch das weitere Abschieben der hangenden Sedimentmassen ausgeglichen wird. Die Basis der lokalen listrischen Abschiebungen befindet sich daher nahe der Basis der *Mud Volcano*-Schlote und das Top dieser Störungen hangaufwärts der *Mud Volcanoes*. *Growth Faults*, lokale listrische Abschiebungen und *Mud Volcanoes* beeinflussen sich also gegenseitig und bilden einen gemeinsamen zyklischen Bildungsprozess (siehe Abbildung 26; Graue, 2000).

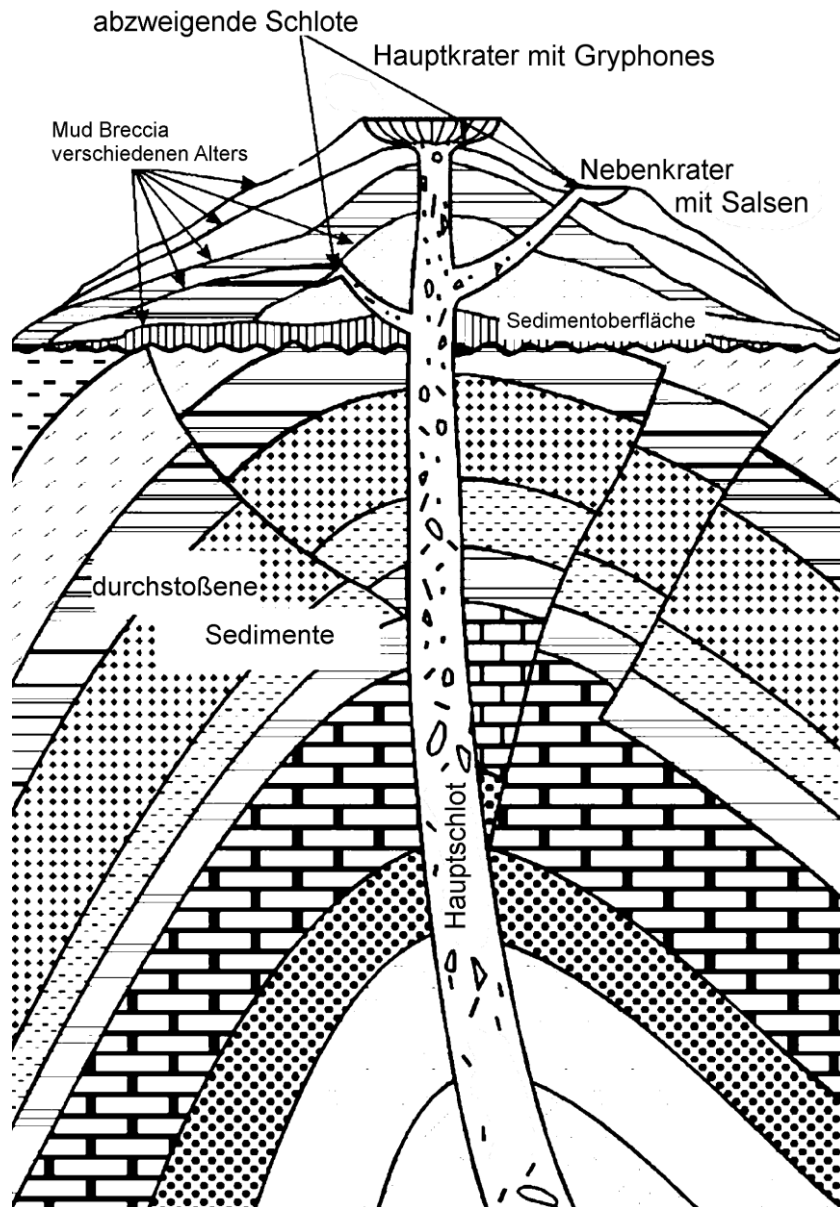


Abbildung 25: Schematische Darstellung der Grundstruktur eines Mud Volcanoes und die zugehörigen Komponenten (nach Dimitrov, 2002); Anmerkung: Die Mud Breccia steigt innerhalb des Hauptschlots an einer Antiklinalstruktur auf, an der Sedimentoberfläche nimmt der Mud Volcano schließlich eine kegelförmige Gestalt an.

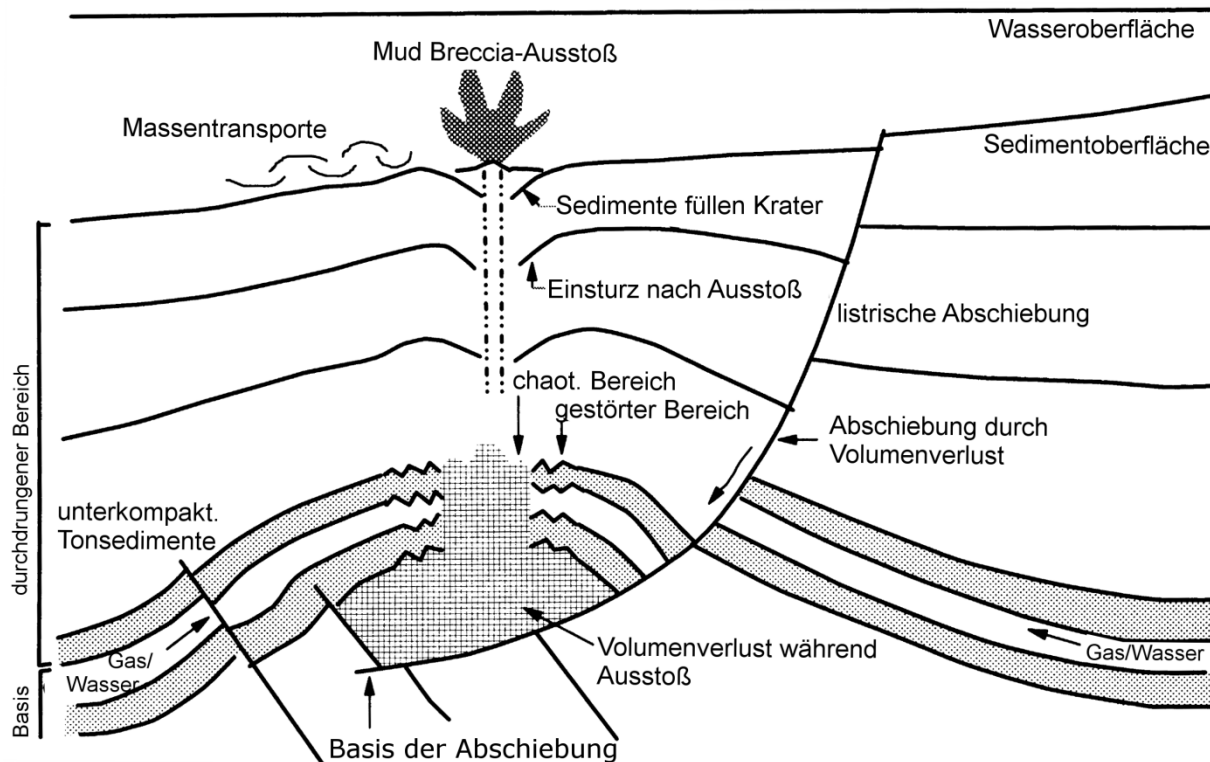


Abbildung 26: Konzeptionelles Modell für die Bildung von Mud Volcanoes in extensionalen und translationalen Zonen in Verbindung mit listrischen Abschiebungen (aus Graue, 2000)

Die ausgestoßene *Mud Breccia* ergießt sich in relativ dünnmächtigen Lagen aus den Kratern über die Landschaft oder den Meeresboden. Dabei haben sie die Form von breiten, fächerförmigen Strömen, die mehrere hundert Meter breit und einige Kilometer lang werden können. Die *Mud Breccia* bildet die Vulkankegel der *Mud Volcanoes* und bedeckt bis zu einige tausend Quadratmeter Fläche pro Ausbruch, was sich mit der Zeit auf einige zehner Quadratkilometer aufsummiert. Die fließenden Eigenschaften der *Mud Breccia* sind auf die hohen Wassersättigungen des Schlammes zurückzuführen, die subaerisch schnell evaporieren und den Schlamm in wenigen Tagen entwässern (Milkov, 2000; Dimitrov 2002).

Die internen Schlotssysteme der *Mud Volcanoes* sind nicht sehr gut erforscht. Bei der Morphologie der Schlote herrscht eine größere Varianz (Kopf, 2002; Somoza et al., 2012). In der Regel bestehen sie aus einem zentralen und aus kilometertiefen Bereichen aufsteigendem Hauptschlot, der den Großteil der *Mud Breccia* an die Sedimentoberfläche befördert. Der Hauptschlot kann eine zylindrische, kegelförmige oder unregelmäßig geformte Struktur haben und neben dem kegelförmigen Krater an der Sedimentoberfläche aus mehreren Paläokegeln aufgebaut sein, welche älteren Paläo-*Mud Volcanoes* entsprechen. Die Basis eines *Mud Volcano*-Schlots wird häufig durch einen Schlammdiapir gebildet (siehe Abbildung 27). Nahe

der Sedimentoberfläche tendieren die Hauptschlote sich zu verzweigen und in kleinere Nebenschlote aufzuspalten. Die Durchmesser der Hauptschlote haben einen umfassenden Einfluss auf die Aktivität der *Mud Volcanoes*. Je breiter der Schlot ist, desto größer ist das Volumen der aufsteigenden und austretenden *Mud Breccia* (Davies & Stewart, 2005; Stewart & Davies, 2006).

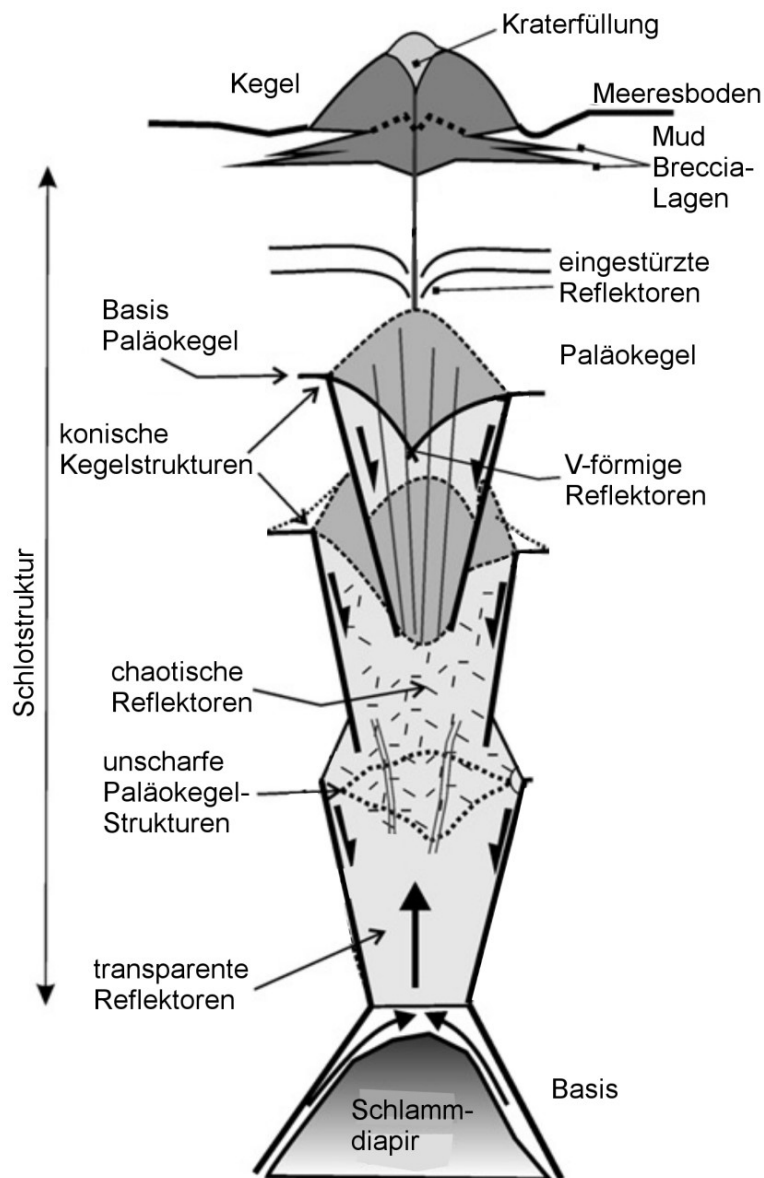


Abbildung 27: Schematische Darstellung der internen Schlotsysteme von Mud Volcanoes und die zugehörigen Strukturen in seismischen Sektionen (nach Somoza et al., 2012); Anmerkung: Dargestellt sind die kegelförmige Struktur, die Paläokegel älterer Mud Volcano-Vorgänger und die Schlamm-diapir-Basis des Schlots.

Die externe Morphologie der *Mud Volcanoes* kann ebenfalls stark variieren. Die Krater und Austritte der Hauptschloten zeigen eine Reihe an verschiedenen Formen, die von konvexen, flachen oder gewölbten Ebenen und Erhebungen bis zu tiefen, konkaven Senken (calderaförmig) reichen (Dimitrov, 2002; Somoza et al., 2012). Calderaförmige *Mud Volcanoes* bilden sich durch Einstürzen der Hauptkrater, weil große Mengen an *Mud Breccia* aus einem tieferen Schlot ausgeflossen sind oder durch einen Ausbruch ausgestoßen wurden. Diese Ausbrüche können die gesamte Struktur eines *Mud Volcanoes* zerstören. Die Bezeichnung *Mud Volcano* lässt plötzliche, gewaltige Ausbrüche von Sedimentmassen vermuten. Die meisten *Mud Volcanoes* sind hingegen eher unauffällig in ihrer Aktivität. Sie treten als einzelne Solitäre mit nur millimeterkleinen Öffnungen an der Sedimentoberfläche auf und stoßen nur selten geringe Mengen an hochviskoser *Mud Breccia* und Gas aus (Graue, 2000). Andere *Mud Volcanoes* jedoch sind ziemlich gefährlich und stoßen riesige Mengen an niedrigviskosen Schlammströmen durch häufige und heftige Ausbrüche aus. Diese Art von *Mud Volcanoes* bilden in der Regel kilometerweite, chaotische und komplexe Landschaften aus, welche Ansammlungen kegelförmiger Erhebungen mit mehreren hundert Meter Höhe darstellen und in denen auch klastenreiche Schlammfächer und Salsen auftreten. Bei dieser Art von *Mud Volcanoes* kann zudem durch Verbrennung der aufsteigenden und entweichenden Gase eine hunderte Meter hohe Flamme bis zu mehreren Monaten oder sogar Jahren brennen (Hovland et al., 1997; Huseynov & Guliyev, 2004; Evans et al., 2006). Bei submarinen *Mud Volcanoes* treten hangabwärts der Vulkankegel zahlreiche Massenbewegungen wie Turbiditströme, Schlammströme und Schuttströme auf (Graue, 2000).

Mud Volcanoes gelten bei einigen Autoren als natürliche Wege der Entgasung des Inneren der Erde (Dimitrov, 2002). Obwohl *Mud Volcanoes* die thermogene Bildung und den Ausstoß der Gase umfassen, können diese Prozesse kaum dazu dienen, die weltweite Verbreitung und das Ausmaß des Schlammvulkanismus zu erklären. Basierend auf den großen Unterschieden in Form, Größe und Ausbruchsarten der *Mud Volcanoes* scheint es kein einheitliches Modell zu geben, das dies alleine erklären kann. *Mud Volcanoes* bilden sich entweder aus Schlammadiapiren, die die Sedimentoberfläche erreichen und durchstoßen oder aus verflüssigten Tonsedimenten, die vermischt mit Wasser und Gasen entlang von Störungen in die oberen Sedimentschichten aufsteigen. Für beide Bildungsprozesse ist das Vorhandensein eines möglichen Quellgebiets der Tonsedimente eine wesentliche

Voraussetzung. Um die eigentlichen schlammvulkanischen Prozesse einzuleiten und fortzusetzen (die Bildung der Gase und die Mobilität der Tonsedimente), sind weitere Prozesse nötig (*Milkov, 2000; Graue, 2000*).

Da ein Teil der heute bekannten und am besten erforschten *Mud Volcanoes* entlang aktiver Plattengrenzen und speziell entlang von akkretionären Komplexen bestehen, werden Kompression durch konvergente Tektonik und hohe Sedimentationsraten allgemein als die Hauptbildungsprozesse dieser *Mud Volcanoes* betrachtet. Tonsedimente sind in der Regel sehr weich und deshalb unter dem Einfluss von kompressiven Kräften für Tonmineralmodifizierung und -entwässerung sowie Deformation durch Störungen anfällig (*Kopf, 2002*). Zudem nimmt unter diesen Bedingungen die thermogene und biogene Bildung von Gasen zu. Letztendlich lassen sich so die Bildung der Schlote, die Verflüssigung der Tonsedimente, die Gasbildung, die Zunahme des Porendrucks und die vertikale Migration der *Mud Breccia* entweder durch Diapirismus oder entlang von neugebildeten Störungen erklären (*Hovland et al., 1997; Graue, 2000; Dimitrov, 2002; Hensen et al., 2007*).

Die gleichen Prozesse können auch die Bildung von *Mud Volcanoes* an passiven Kontinentalrändern erklären. Obwohl unter diesen Bedingungen regionaltektonische Prozesse größtenteils ausbleiben, finden Kompression, Tonsedimentverflüssigung, Gasbildung, Porendruckzunahme und Schlammvulkanismus aufgrund des entstehenden Auflastdrucks der Tonsedimente durch hohe Sedimentationsraten statt (*Milkov, 2000; Graue, 2000*). Eine häufige, charakteristische Eigenschaft der *Mud Volcano*-Gebiete an passiven Kontinentalrändern ist, dass *Mud Volcanoes* vertikal aus sehr großen Tiefen aufsteigen (mindestens zwei Kilometer) und dass sie aus unterkompaktierten, sedimentären Sequenzen aufgebaut sind. Folglich ist der Hauptprozess in beiden tektonischen Regimen, der zur Bildung der *Mud Volcanoes* führt, die Kompression, entweder durch konvergente Tektonik oder durch hohe Sedimentationsraten, die schließlich zum Überdruck durch lokale Verflüssigung und Gasbildung in den Tonsedimenten führen (*Dimitrov, 2003*).

Mud Volcanoes entstehen überwiegend entlang von Schlammdiapiren, Störungen und antiklinalen Strukturen, an denen die verflüssigten Sedimente aufsteigen können. Durch die von den Untergrundstrukturen geschaffenen Wege in der Erdkruste gelangen diese an die Sedimentoberfläche. Die *Mud Volcanoes* werden nicht selten durch den Schlot eines

unmittelbar unter dem Meeresboden befindlichen Schlammdiapirs gebildet. Häufig gelangt die *Mud Breccia* innerhalb von Störungen und Klüften an die Sedimentoberfläche, wobei sie einen sehr hohen Gehalt an Fluiden aufweisen muss. Die Störungen und Klüfte stehen zudem in der Regel in Verbindung mit Schlammdiapiren oder in direkter Verbindung zwischen dem Meeresboden und der unter Formationsdruck stehenden Sedimentschicht (siehe Abbildung 28; Milkov, 2000; Gay et al., 2006).

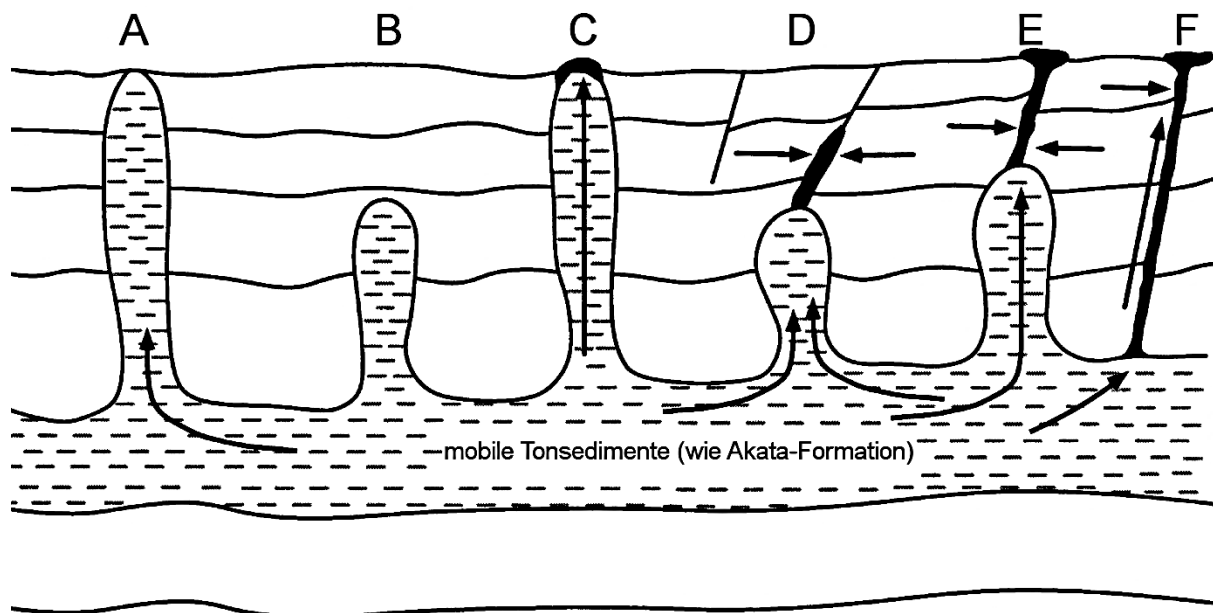


Abbildung 28: Schematische Darstellung der Entstehungsprozesse submariner Mud Volcanoes (aus Milkov, 2000); A und B: Schlammdiapire; C: an der Spitze eines Schlammdiapirs gebildeter Mud Volcano; D: eine Meeresbodenleckage an einer Störung; E: Mud Volcano an der Spitze einer an einen Schlammdiapir gebundenen Störung; F: Mud Volcano an der Spitze einer Störung ohne Schlammdiapir; Anmerkung: Die Pfeile zeigen die Wege der Fluidmigration.

Die Tatsache, dass die meisten *Mud Volcanoes* regelmäßige, saisonale Änderungen in der Aktivität von Wochen bis zehner Jahren aufweisen, deutet auf den Einfluss von mehr als einem Grund für die Steuerung der andauernden, zyklischen und überdruckbildenden Prozesse innerhalb der *Mud Volcanoes* hin. Astronomische Zyklen, wie zum Beispiel orbitale Kräfte, dienen zweifellos als eine Erklärung. Durch die Veränderungen der atmosphärischen und hydrosphärischen Druck- und Temperaturbedingungen über verschieden lange Zeitskalen können solche Zyklen die Druck- und Temperaturbedingungen in den Sedimenten und dadurch die Prozesse in den *Mud Volcanoes*, wie die Fluidsättigung und Bakterientätigkeit (Gasbildung), beeinflussen und verändern. Mehr als 60 Prozent der Ausbrüche finden entweder während Neu- oder während Vollmond statt. Zudem besteht ein Zusammenhang zwischen dem Sonnenfleckenzyklus (alle elf Jahre) und dem Beginn der *Mud Volcano-*

Aktivität (Graue, 2000; Judd et al., 2002; Huseynov & Guliyev, 2004; Deville & Guerlais, 2009).

Auch wenn astronomische Zyklen die meisten unveränderlichen Schwankungen in der Frequenz der *Mud Volcano*-Ausbrüche erklären können, erläutern sie die relativ häufigen, unregelmäßigen Ausbrüche nicht. Diese sind eher eine Folge von plötzlicher, starker seismischer Aktivität. Wenn Hypozentren von Erdbeben in den potentiellen Sedimentschichten liegen, kann die Erschütterung Störungen sowie eine bedeutende Steigerung der Gasbildungs- und Verflüssigungsrate in den Sedimenten hervorrufen. Folglich können in einem eher unauffälligen und ruhigen *Mud Volcano*-Gebiet relativ plötzlich starke Ausbrüche auftreten (Dimitrov, 2002; Kopf, 2002; Huseynov & Guliyev, 2004; Kopf et al., 2009).

Mud Volcanoes sind auf seismischen Sektionen gut zu identifizieren. Die oberflächlich gebildeten, kegelförmigen Erhebungen des Meeresbodens grenzen sich deutlich von den umgebenden Sedimenten ab. Die Betrachtung der Bereiche unterhalb der Sedimentoberfläche ist eine hilfreiche Methode, um die vertikalen Strukturen der morphologischen Erhebungen zu identifizieren. Im Hauptschlot des *Mud Volcanoes* befinden sich nicht geschichtete Sedimente, die auf der seismischen Sektion als helle, chaotische Bereiche ohne deutliche Reflexionen zu erkennen sind (siehe Abbildung 27). Bei vertikal aufsteigenden, domartigen Strukturen mit ebenfalls chaotischen Bereichen mit geringen seismischen Reflexionen kann es sich jedoch auch um Schlammdiapire handeln (Milkov, 2000; Planke et al., 2005).

6.2 Pockmarks

Pockmarks sind konkave, kraterähnliche Depressionen am Meeresboden, die durch Gasaufstieg und -austritt gekennzeichnet sind (siehe Abbildung 29). Sie treten weltweit und sehr zahlreich auf schlammigen Meeresböden auf (Judd, 2001; Hovland et al., 2002). Sie wurden als erstes gegen Ende der 1960er Jahre nach dem Aufkommen der akustischen, hochauflösenden Kartierungstechniken entdeckt. Sie wurden anfangs als einfache geophysikalische Kuriositäten gesehen. Später jedoch, als bewiesen war, dass sie durch Fluidströme gebildet werden, wurden sie immer mehr als Marker und Indikatoren der vergangenen und rezenten hydraulischen Aktivität im Untergrund und am Meeresboden anerkannt (Judd & Hovland, 2007; Hovland et al., 2010; Jibrin, 2015). Obwohl *Pockmarks* lange Zeit rätselhaft erschienen, sind sie in den letzten Jahren weltweit zu beliebten Forschungsobjekten geworden. Ab den 1970er Jahren nahm die Anzahl der weltweiten Untersuchungen des Meeresbodens zu. Es wurde nachgewiesen, dass *Pockmarks* unter anderem an der Sedimentoberfläche aus vertikal aufsteigenden Fluidströmen entstehen. In seismischen Sektionen erkennt man die vertikalen Wege unterhalb der Depressionen an der Sedimentoberfläche durch die Unterbrechung der seismischen Reflektoren. Diese vertikale Unterbrechung der Reflektoren resultiert aus dem Gasgehalt der aufsteigenden Fluide (Judd, 2001; Hovland et al., 2002; Hovland et al., 2010). Heute sind *Pockmarks* von hoher Bedeutung für das Verständnis der Prozesse am Meeresboden. *Pockmarks* bedeutet auf Deutsch so viel wie Pockennarben und umschreibt das Erscheinungsbild dieser geologischen Strukturen eher bildlich. Heute ist diese Bezeichnung jedoch ein anerkannter Fachbegriff im geologischen Vokabular (Hovland et al., 2002).

6.2 Pockmarks

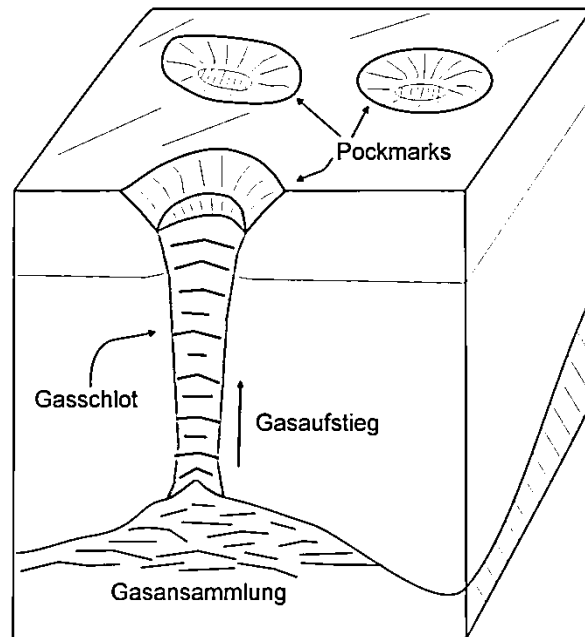


Abbildung 29: Schematische Darstellung der Struktur von Pockmarks am Meeresboden und den zugehörigen Gasschloten im Untergrund (aus Cathles et al., 2010)

Pockmarks sind Indikatoren für Fluidströme, die in marinen oder lakustrinen Ablagerungsräumen auftreten können, sofern die Sedimente für ihre Bildung geeignet sind. Größtenteils treten sie in feinkörnigen, siliziklastischen Ablagerungsräumen auf, kommen mitunter aber auch in karbonatischen Milieus vor. Allgemein gilt ihr Auftreten als Beweis für gerichtete Fluidströme im Untergrund (Judd, 2001; Hovland et al., 2002, Hovland et al. 2010). Es werden keine Unterschiede zwischen der Art der Fluide (gasförmig oder flüssig) noch ihres Ursprungs (biogen, thermogen, hydrothermal, phreatisch oder vulkanisch) gemacht. Die Fluide können aus jeder Teufe unterhalb der Sedimentoberfläche stammen. Dies bedeutet, dass sie einer Vielzahl an Milieus entstammen können (Hovland et al., 2002; Judd & Hovland, 2007). Größtenteils handelt es sich bei den migrierenden Fluiden um Methan und Salzwasser. Methan entsteht in den Schichten nahe des Meeresbodens durch mikrobakterielle Zersetzung von organischem Material oder in tiefen Sedimenten durch die thermische Zersetzung von Kerogen. Die Entstehung der *Pockmarks* ist mit verschiedenen geologischen Strukturen und Prozessen verbunden, dazu gehören Klüfte, Störungen, Antiklinalen, *Channels* und *Canyons*, *Mud Volcanoes*, Schlammdiapire, Rutschungen, das Entweichen von Porenwässern, der Einfluss von Strömungen und Gezeiten, der Zerfall von Gashydraten sowie Erdbeben und Tsunamis (Hovland et al., 2002; Dimitrov & Woodside, 2003; Gay et al., 2006; Hovland & Svensen, 2006; Chand et al., 2009; Sultan et al., 2010; Sun et al., 2011; Riboulot et al., 2013; Jibrin, 2015; Benjamin et al., 2015).

Pockmarks weisen eine weite Verbreitung auf. Sie kommen in den meisten Ozeanen, Meeren und auch in einigen Seen vor. Als die Untersuchung des Meeresbodens mit hochauflösenden Kartiertechniken zunahm, wurden auch immer mehr *Pockmarks* entdeckt. Dies liegt insbesondere daran, dass viele Länder ihre Hoheitsgewässer aus wirtschaftlichen Gründen vermehrt mit Seitensichtsonar und Fächerecholot abtasten. *Pockmarks* treten überall da auf, wo auch immer Fluidströme gerichtet fließen und aus feinkörnigen und niedrigpermeablen Sedimenten entweichen (Judd, 2001; Hovland et al., 2002; Judd & Hovland, 2007; Hovland et al., 2010). Sie sind in vielen geologischen Milieus, einschließlich in Gebieten mit Kohlenwasserstoffgeneration, in Gebieten, die über kristallinem Basement liegen, in Ästuaren und Küstengebieten und Seen mit hydrothermaler Aktivität, üblich. Zudem treten sie in unterschiedlichen Wassertiefen auf. Die Verbreitung und Dichte der *Pockmarks* variiert infolge der zugrundeliegenden Geologie, der Fluidströme und den Sedimenten des Meeresbodens. Eine *Pockmark*-Dichte in hemipelagischen Schlämmen von fünf bis zehn *Pockmarks* pro Quadratkilometer wird als hydraulisch aktiv bezeichnet. Mit Paläo-*Pockmarks* lassen sich zudem periodische Fluidströme und hydraulische Aktivitäten der Vergangenheit nachweisen (Rise et al., 1999; Papatheodorou et al., 2001; Gay et al., 2006; Andresen et al., 2008; Sahling et al., 2008; Pinet et al., 2010; Sun et al., 2011; Hartwig et al., 2012; Riboulot et al., 2013; Jibrin, 2015).

Die Geometrien und Morphologien von *Pockmarks* variieren beträchtlich. Einige Formen und Größen sind jedoch häufiger als Andere (Judd, 2001; Hovland et al., 2002). Die größten Exemplare haben einen Durchmesser von etwa 1.500 Metern und eine Tiefe von bis zu 150 Meter. Die meisten *Pockmarks* sind jedoch nur wenige Meter tief und mit Durchmessern zwischen 100 bis 200 Meter relativ klein. Es gibt sechs morphologische Klassen, in welche die *Pockmarks* unterteilt werden. *Unit Pockmarks* werden als kleinere Depressionen mit einem Durchmesser von einem bis zehn Metern und einer Tiefe von bis zu einem Meter definiert. Sie stellen möglicherweise einmalige Ausstoßereignisse dar und treten häufig innerhalb von und um *Normal Pockmarks* herum auf (siehe Abbildung 30). Als *Normal Pockmarks* werden kreisrunde Depressionen bezeichnet, die in der Regel einen Durchmesser von zehn Metern bis 700 Metern und eine Tiefe von einem Meter bis zu 45 Metern aufweisen. Ihre Querschnitte zeigen von flachen, beckenartigen über steile, asymmetrische, bis zu trichterartigen Formen eine große morphologische Vielfalt. *Elongated Pockmarks* sind Depressionen, bei denen eine Achse wesentlich länger ist als die Andere

6.2 Pockmarks

(siehe Abbildung 30). Sie treten an steileren Hängen und bei höheren Strömungen auf oder bestehen aus zwei nahe beieinander liegenden *Pockmarks*, die zu einer Struktur verschmolzen sind (*Composite Pockmark*). *Eyed Pockmarks* beinhalten ein akustisch stark reflektierendes Objekt in ihrem Zentrum (siehe Abbildung 30). Untersuchungen ergaben, dass diese Objekte entweder von grobem Material eines erosiven Prozesses, aus biologischer Aktivität (gestorbene und lebendige Organismen) oder authigener Karbonatausfällung stammen. Ketten von *Pockmarks* bestehen aus *Unit Pockmarks* oder kleinen *Normal Pockmarks*, die kurvenförmig auf einer kilometerlangen Linie angeordnet sein können (siehe Abbildung 31). Es wird angenommen, dass sie durch Fluidströme entlang von nahezu vertikalen Störungen, Flexuren oder Schwächezonen in den oberen Sedimentschichten entstehen. *Complex Pockmarks* treten als Ansammlung oder Zusammenschluss von großen *Normal Pockmarks* auf. Zudem werden die größten *Pockmarks* auch in Größenklassen unterteilt, wobei *Giant Pockmarks* größer als 250 Meter und *Mega Pockmarks* größer als 1.000 Meter im Durchmesser werden können (Hovland et al., 2002; Pilcher & Argent, 2007; Judd & Hovland, 2007; Hovland et al., 2010).

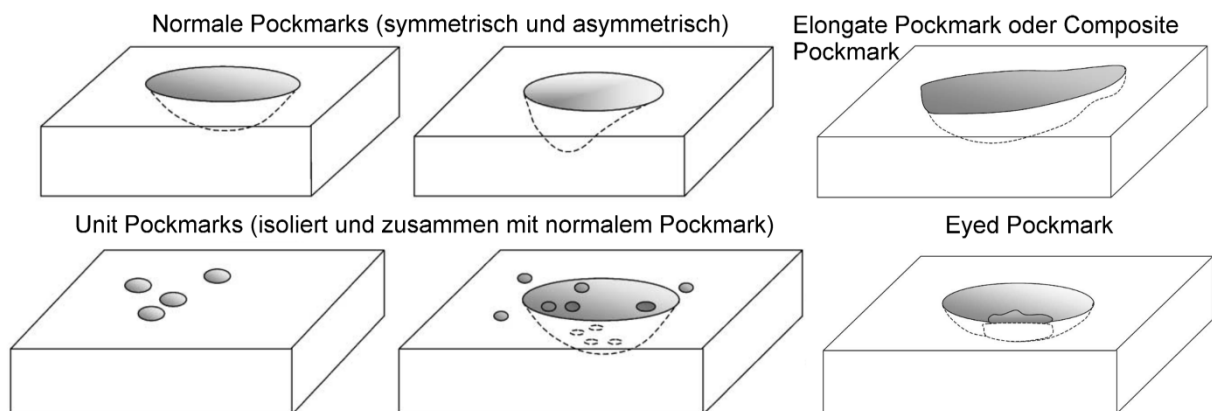


Abbildung 30: Schematische Darstellung der morphologischen Klassen von Pockmarks (nach Hovland et al., 2002)

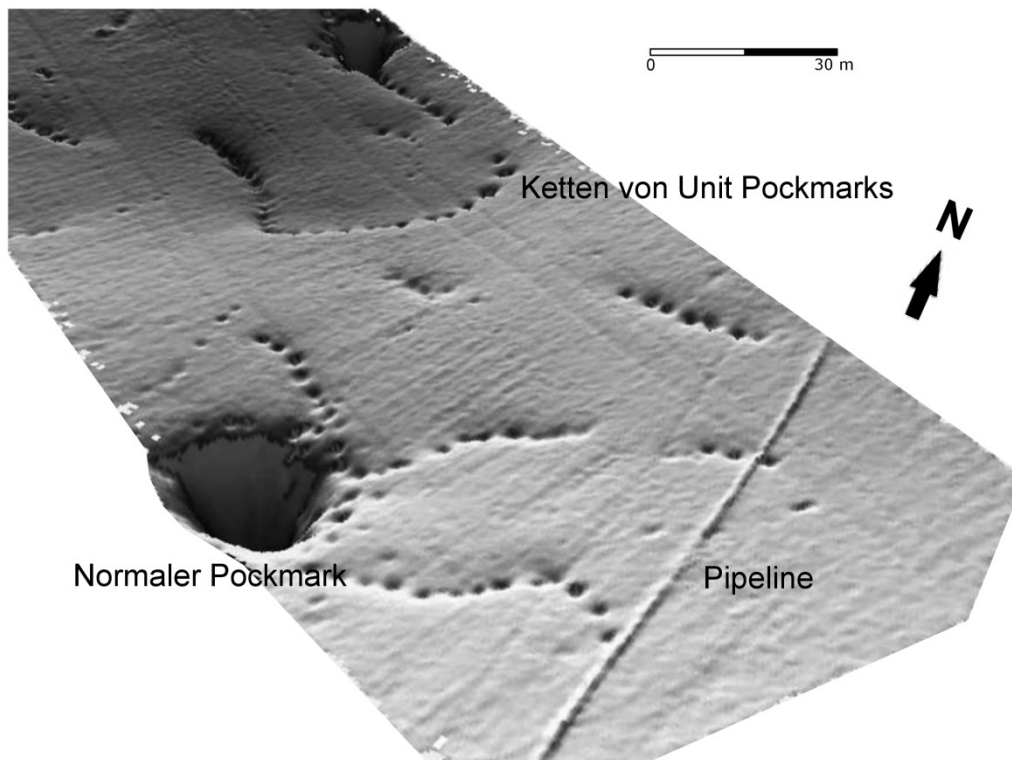


Abbildung 31: 3D-Ansicht einer bathymetrischen Karte des Meeresbodens erstellt mit Fächerecholot (nach Hovland et al., 2010); Anmerkung: Zu sehen sind Ketten von kleinen Unit Pockmarks, die in Verbindung mit den größeren Normal Pockmarks stehen.

Pockmarks bilden sich in geologisch kurzen Zeiträumen aus Gas- und Porenwasserausbrüchen, denen meistens ein ausgedehnter Zeitraum (von einem bis zu tausenden von Jahren) wiederkehrenden Fluidausströmens folgt. Zu Beginn der Entstehung der *Pockmarks* bilden sich Gasansammlungen in den obersten Sedimentschichten des Meeresbodens. Der steigende Porenfluiddruck wölbt die darüber liegenden Sedimentschichten nach oben und formt eine Erhebung am Meeresboden (siehe Abbildung 32). Das Gas sammelt sich weiter an und wird in einem plötzlichen Ausbruchereignis freigesetzt. Dabei werden die Sedimente in die Wassersäule gespült (siehe Abbildung 32). Die feinen Sedimente werden mit der Strömung weggetrieben, wobei die gröberen Sedimente zurück in den entstandenen Krater fallen (siehe Abbildung 32). Der Grund für das plötzliche Entweichen der Fluide sind meist Erschütterungen, wie zum Beispiel kleinere Beben, die den Meeresboden stören. Wenn nun weiteres Gas aufsteigt, nutzt es die vorhandenen Wege, um aus den Sedimenten zu entweichen. Wenn sich innerhalb der Sedimente undurchlässige Schichten befinden, kann es zu einem regelmäßigen Austreten des aufgestiegenen Gases kommen (siehe Abbildung 32). Das Aufsteigen von der einen bis zur nächsten Gasansammlung findet in gleichmäßigen Abständen statt. Das Entweichen kann zu Beginn eines Zyklus relativ stark sein und nimmt

6.2 Pockmarks

mit fallendem Porenfluiddruck allmählich ab. Es kommen abrupte, kontinuierliche, einmalige sowie periodische Austrittsereignisse vor (Judd, 2001; Hovland et al., 2002; Judd & Hovland, 2007; Hovland et al., 2010).

Pockmarks bilden sich häufig in direkter Nachbarschaft zu Schlammdiapiren und submarinen *Mud Volcanoes*. Einige Schlammdiapire und *Mud Volcanoes* weisen mehrere kleine Nebenschlote auf. Wenn diese Gasschlote die Sedimentoberfläche nicht erreichen, sammelt sich das Gas und das Wasser im Untergrund an bis der Porenfluiddruck zu groß wird und die Gasansammlungen, wie beschrieben, entweichen und die Krater der *Pockmarks* zurücklassen (Dimitrov & Woodside, 2003). In einigen Fällen sind *Pockmarks* auch eine Folge des Schmelzens von Eis oder Gashydraten im oder am Meeresboden. Daher sind *Pockmarks* ein Produkt gerichteter Erosionsprozesse. Da sie meistens keine Kraterränder aufweisen, bestehen die erodierten Sedimente oft aus feinkörnigem Material, das durch Aufschlammung, Sedimenttransport über weitere Entfernungen und anschließender Absenkung umverteilt wurde (Long et al., 1998; Judd, 2001; Hovland et al., 2002; Hovland & Svensen, 2006; Judd & Hovland, 2007).

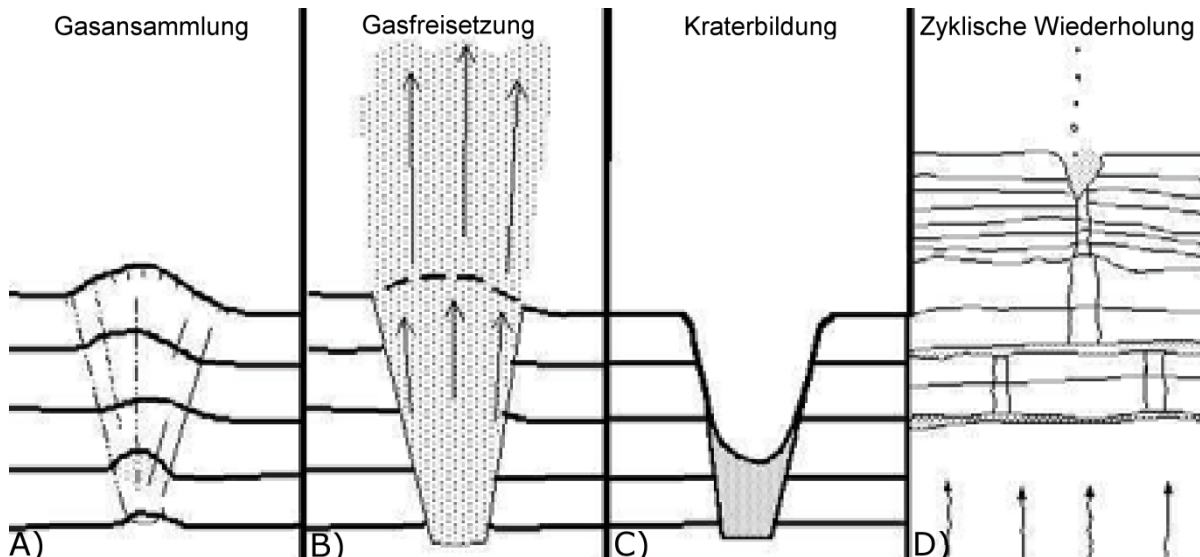


Abbildung 32: Konzeptionelles Modell der Entstehung von Pockmarks (aus Judd, 2001); A: Bildung einer Erhebung am Meeresboden durch Gasansammlung unter der Sedimentoberfläche; B: Freisetzung der Sedimente und Gase aufgrund von Entlastung des Porenfluiddrucks; C: Kraterbildung; D: zyklische Wiederholungen dieser Prozesse durch periodische Gasansammlung und -freisetzung

In Bereichen instabiler Hänge treten *Pockmarks* in Verbindung mit listrischen Abschiebungen (wie zum Beispiel synsedimentären *Growth Faults*) auf. Wenn die unter Überdruck stehenden Sedimentschichten von den Abschiebungen gestört werden, können die

Fluide aus den Sedimenten entweichen und steigen oberhalb des Austritts der gestörten Schichten senkrecht nach oben und bilden am Meeresboden etwas hangabwärts der Störungen die *Pockmarks*. Da die unter Überdruck stehenden Sedimentschichten im Liegendblock der Abschiebung in flacheren Bereichen liegen als die Sedimente im Hangendblock, ist der Auflastdruck hier geringer als der Porenfluiddruck und die Fluide steigen auf. Voraussetzung neben den Störungen und dem extensionalen Regime ist ein beckenwärtiges Einfallen des Meeresbodens und ein landwärtiges Einfallen der unter Überdruck stehenden Schichten. Das regionale, beckenwärtige Einfallen bedingt die Instabilität der Schichten und somit die Bildung der beckenwärts gerichteten listrischen Abschiebungen. Das lokale, landwärtige Einfallen bedingt die Migration der Fluidströme Richtung Störung (siehe Abbildung 33; Pilcher & Argent, 2007).

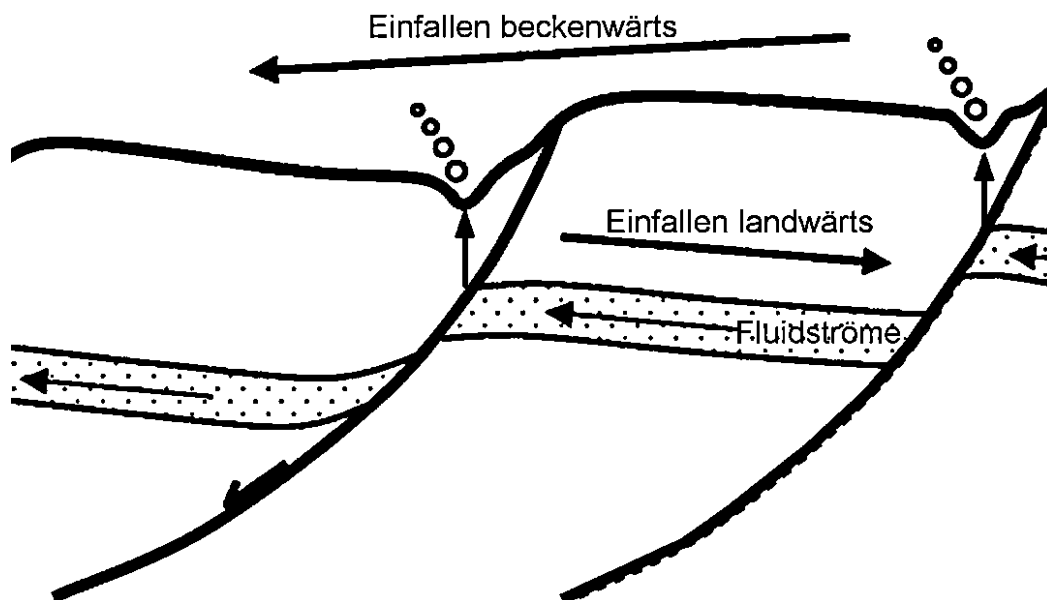


Abbildung 33: Schematische Darstellung der Bildung von Pockmarks in Verbindung mit listrischen Abschiebungen (nach Pilcher & Argent, 2007)

Riboulot et al. (2013) haben *Pockmarks* im Nigerdelta untersucht. Dabei wurden drei Arten von *Pockmarks* unterschieden: Erstens Typ I-*Random Pockmarks*, welche an der Sedimentoberfläche wurzeln, zweitens Typ II-*Random Pockmarks*, welche tief in die Sedimentsäule eindringen und drittens *Non-Random Pockmarks*, welche mit einer gravitativen Paläo-Massenbewegungen assoziiert sind.

Pockmarks wurden über einen längeren Zeitraum hinweg noch nicht durchgängig beobachtet und untersucht. Daher ist es schwierig, Aussagen über die charakteristische Art

ihrer Aktivität zu treffen. Es gibt jedoch Hinweise, die permanente als auch periodische Aktivitäten nahelegen. Die ersten *Pockmarks*, aus denen permanent Gas ausströmt, wurden in der Nordsee von Hovland & Sommerville (1985) entdeckt. Weitere Exemplare treten zum Beispiel im Persischen Golf auf. *Pockmarks*, deren Aktivität vulkanischen Ursprungs ist, sind unter anderem aus Griechenland und Kalifornien bekannt. *Pockmarks*, deren Aktivitäten in Verbindung mit Sturmereignissen stehen, wurden zum Beispiel im Golf von Maine untersucht (Field & Jennings, 1987; Hovland & Judd, 1988; Soter, 1999; Gontz et al., 2001; Hovland et al., 2002).

Die hydraulische Aktivität rezenter *Pockmarks* ist kaum mit dem bloßen Auge zu erkennen. Das Entweichen der Gase lässt sich jedoch zeitweise in Form von aufsteigenden Bläschen am Meeresboden beobachten. Während der Bildung der *Pockmarks* sind stärkere Ausbrüche am Meeresboden zu registrieren. Obwohl der Großteil der *Pockmarks* inaktiv oder erloschen zu sein scheint, wird angenommen, dass viele jedoch noch periodisch aktiv sind. Sie zeigen nur selten messbare Fluidströme mit einer Periodizität von einmal bis zweimal pro Jahr. Bei sehr aktiven Exemplaren werden höhere Periodizitäten registriert (Judd, 2001; Hovland et al., 2002).

Die Komplexität der submarinen Fluidströme wurde in Linke et al. (2001) beschrieben. Die Untersuchungen des akkretionären Komplexes von Kaskadien belegen das aktive Entweichen von Fluiden und Gasen, das Auftreten von benthischen, chemosynthetischen Lebensgemeinschaften und die großflächige Ansammlung von Gashydraten am Meeresboden. Weitere Untersuchungen zeigen, dass diese Region eine ideale Forschungsstätte für das Verständnis der Dynamik von Gashydraten und natürlichen, freien Gasausstößen ist. Die räumliche und zeitliche Varianz von Temperaturen, Strömungen, Fluid- und Gasausstößen sowie biogeochemischen Einflüssen sind belegt. Es wurden langwierige Messungen in den aktiven Bereichen rund um die Fluid- und Gasaustritte durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass die Fluidstromraten in beträchtlichen Größenordnungen aufgrund der Heterogenität des Fluidausstoßes und der zugrundeliegenden Schlotsysteme der Gasaustritte räumlich schwanken. Das Methan aus den Gashydraten verursacht Änderungen der Fluidstromraten und beeinflusst die Zersetzungsraten des organischen Materials durch benthische Organismen. Die Gasaustritte zeigen mit zunehmender Entfernung immer kompliziertere Systeme aus vertikalen und horizontalen Varianzen in der relativen Häufigkeit

von chemoautotrophen und heterotrophen Prozessen. Eine überraschende Entdeckung war die zeitliche Varianz des freien Gasausstoßes und der Fluidstromraten. In situ-Messungen ergaben, dass die größte, zeitliche Varianz in Gasaustritten mit sehr hohen Fluidstromraten besteht. Sie weisen Phasen von niedrigen Raten und teilweise sogar eine Umkehr der Fluidströme auf. Eine kurzzeitige Varianz scheint mit der gezeitenbedingten Schwankung der Fluidströme zusammenzuhängen. Überlagert werden diese von bedeutenderen Schwankungen, die mehrere Tage bis Wochen andauern. Diese zeitlichen Änderungen geben einen Einblick in die komplizierte Dynamik, die hinter den Gashydraten und freien Gasausstößen steht (Hovland *et al.*, 2002; Hovland & Svensen, 2006; Gay *et al.*, 2007; Judd & Hovland, 2007; Hovland *et al.*, 2010).

Pockmarks treten oft auf dem Kontinentalhang in Verbindung mit Rutschungen auf (Hovland *et al.*, 2002; Riboulot *et al.*, 2013). Für gewöhnlich werden die *Pockmarks* neben und häufig oberhalb der Rutschungen in ungestörten Sedimenten gefunden, zum Beispiel bei der Storegga-Rutschung im nordöstlichen Atlantik. *Pockmarks* können als Indikatoren für im Überdruck befindliche Fluidströme im Untergrund dienen und so Informationen über Druckverläufe liefern, die nützlich für die Überwachung der Stabilität in rutschungsanfälligen Bereichen sind. Jedoch kann nur eine langfristige Überwachung der *Pockmarks* und der Drücke im Untergrund gewährleisten, dass die nötigen Informationen gesammelt werden, um als zukünftige Indikatoren für gefährliche Bedingungen zu dienen (Hovland *et al.*, 2001 & 2002; Hovland & Svensen, 2006; Cathles *et al.*, 2010).

7. Datengrundlage

Seismische Kampagnen werden durchgeführt, um den Untergrund bis in mehrere Kilometer Tiefe geologisch beschreiben zu können. *Offshore* werden dazu akustische Signale von der Meeresoberfläche aus ausgesendet. Die Echos dieser Signale werden aufgezeichnet und stellen ein tomografisches Abbild der geologischen Strukturen im Untergrund dar. Die großen Mengen an seismischen Daten werden durch *Seismic Processing* mathematisch bearbeitet, um den Untergrund in 2D-seismischen Profilen oder in 3D-*Seismic Surveys* abzubilden. Die Abbildung des Untergrundes wird als seismische Akquisition bezeichnet.

Die Interpretation der digitalen und prozessierten seismischen Daten erfolgt in der Regel von erfahrenen Geologen oder Geophysikern. Dies ist eine komplexe Aufgabe, bei der Karten, Profile und Modelle der geologischen Strukturen und Reflexionshorizonte im Untergrund erstellt werden. Die geophysikalischen Bohrlochmessungen mit den Gesteinseigenschaften der erbohrten Formationen werden dabei in der Regel, wenn vorhanden, in die Seismik eingebunden, um eine Zeit-Tiefen-Wandlung durchführen zu können und die geologische Ansprache der Reflexionshorizonte zu ermöglichen. Es können zudem verschiedene seismische Attributanalysen an den Daten durchgeführt werden, um geophysikalische Eigenschaften wie Frequenz, Amplitude, Reflektionsintensität und die Geschwindigkeit der seismischen Wellen oder geometrische Eigenschaften wie Einfallswinkel (*Dip*) oder Einfallsrichtung (*Azimuth*) zu messen, um damit die Ergebnisse der Interpretation zu kalibrieren.

Der für die Interpretation verwendete seismische Datensatz des Konzessionsgebiets liegt in *Two-Way-Time* (TWT) vor und wurde 1997/98 als 3D-Reflexionsseismik akquiriert und war vor der Interpretation bereits prozessiert (1999) und reprozessiert (2007). Welche *Processing*-Schritte durchgeführt wurden, ist nicht bekannt. Es standen für die Arbeit keine geophysikalischen Bohrungsdaten (*Logs*) zur Verfügung, weswegen keine echte Bohrungseinhängung und Zeit-Tiefenwandlung durchgeführt werden konnte. Es wurde eine vereinfachte Bohrungseinhängung mit interpretierten 2D-Seismiklinien durchgeführt, um die Stratigraphie aus den Bohrungen (siehe Abbildung 34) auf den *Seismic Survey* zu übertragen. Für die Geschwindigkeiten der seismischen P-Wellen in der Wassersäule wurde ein Wert von 1.480 Meter pro Sekunde und in den unverfestigten Lockersedimenten ein Wert von 1.700 bis

2.000 Meter pro Sekunde (je nach Teufe) angenommen, so dass die TWT-Werte in Teufe (in Meter) umgerechnet werden konnten.

Der im weiteren Textverlauf als *Seismic Survey* bezeichnete Datensatz umfasst 4.776 *Inlines*, nummeriert von Nordost nach Südwest von 2.004 bis 6.780 und 7.098 *Crosslines*, nummeriert von Nordwest nach Südost von 2.027 bis 9.125, mit einem Linienabstand von jeweils 12,5 Metern (siehe Abbildung 34). Dies entspricht einer horizontalen Ausdehnung von 59.700 Metern von Nordost nach Südwest und 88.725 Metern von Nordwest nach Südost. Die vertikale Achse hat eine Ausdehnung von 0 bis 8.001 Millisekunden TWT.

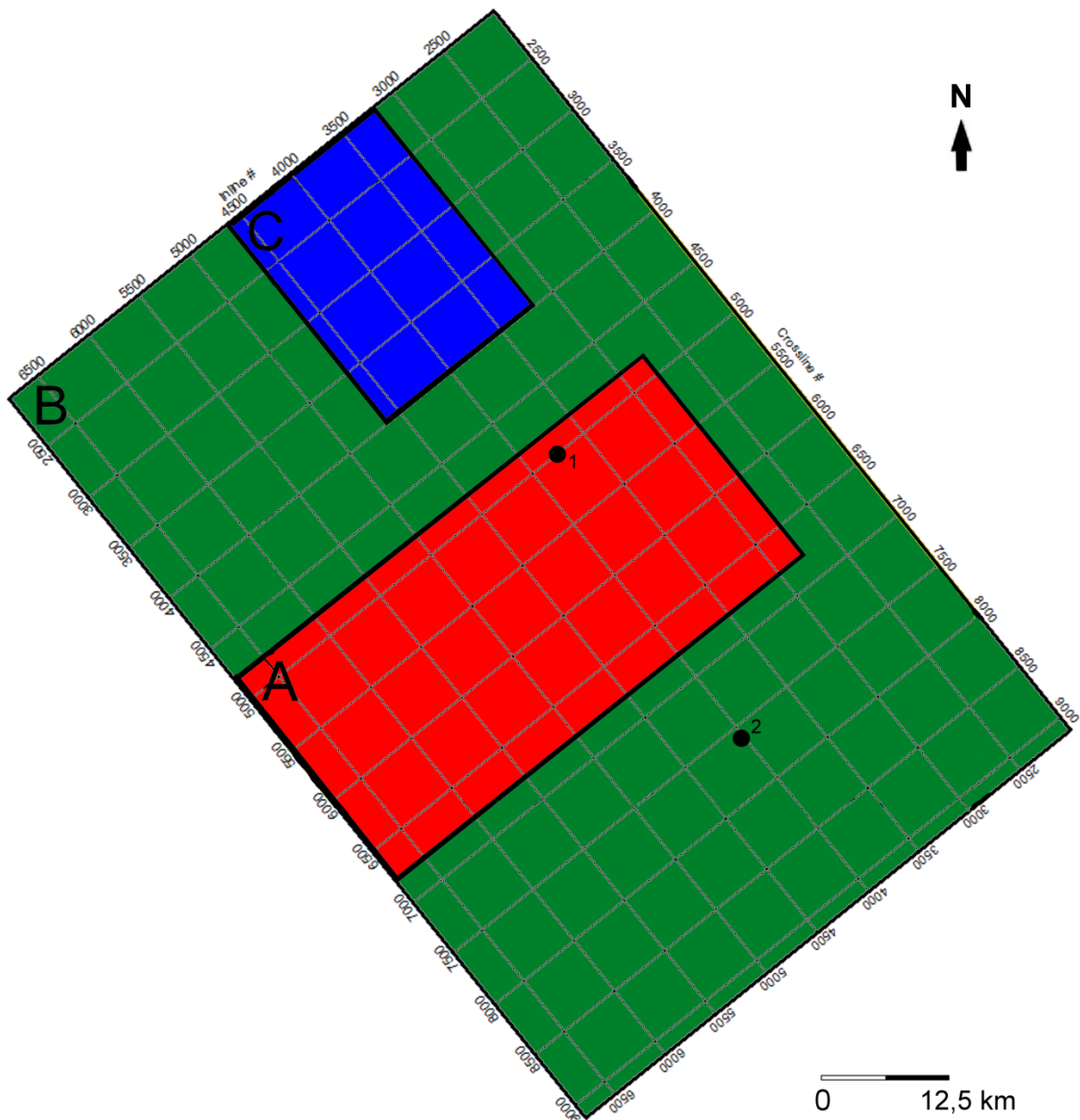


Abbildung 34: Karte des Seismic Survey mit der Lage der Inlines und Crosslines, der drei Untersuchungsgebiete A, B und C und der Bohrungen (1 und 2); Untersuchungsgebiet A (rot) = submarine Canyons; Untersuchungsgebiet B (grün) = Mud Volcanoes und Pockmarks; Untersuchungsgebiet C (blau) = Störungssystem

7.1 Datendarstellung submarine Canyons

Für die Untersuchung der submarinen Canyons wurde ein kleinerer Ausschnitt des *Seismic Surveys* erstellt. Der für die submarinen Canyons erstellte Datensatz umfasst 4.000 *Inlines* und 2.000 *Crosslines*. Er hat eine Erstreckung von 25 Kilometern von Nordwest nach Südost und 50 Kilometern von Nordost nach Südwest und spannt eine Fläche von 1.250 Quadratkilometern auf. Die *Inlines* sind von Nordost nach Südwest von 2.750 bis 6.750 und die *Crosslines* von Nordwest nach Südost von 4.700 bis 6.700 durchnummeriert (siehe Abbildung 34).

Aus diesem Ausschnitt des *Seismic Surveys* wurden zwei Reflexionshorizonte (der rezente Meeresboden und eine pleistozäne seismische Diskordanz) ausgewählt. Die Interpretation der zwei Horizonte erfolgte mit der Anwendung SeisVision des Programmpakets GeoGraphix Discovery 2013 der LMK Resources Inc. Bei der Bearbeitung des Meeresbodens wurde jede *Crossline* des *Seismic Surveys* interpretiert, das heißt mit einem Linienabstand von 12,5 Metern. Für die seismische Diskordanz wurden etwa 80.000 Linienkilometer der Seismik interpretiert, das entspricht in etwa jeder vierten *Inline* und *Crossline*. Für das Inkrement außerhalb der Canyons erwiesen sich achter Schritte als vernünftig und somit ein Linienabstand von 100 Metern. An den Rändern und innerhalb der Canyons bewährten sich vierer Schritte (Linienabstand 50 Meter). Das Inkrement wurde nach dem Muster $2n$ gewählt. Das bedeutet, dass je nach Problematik den Reflexionshorizont zu verfolgen, das Inkrement um eine zweier-Potenz erhöht oder verringert wurde. Damit wird sichergestellt, immer wieder auf die ursprünglich interpretierte seismische Profillinie zu treffen und dabei die Möglichkeit zu besitzen, die Interpretationsdichte zu erhöhen.

Der Meeresboden wurde mit dem *Auto-Picking*-Modus und die seismische Diskordanz manuell interpretiert. Der *Auto-Picking*-Modus erwies sich hier trotz der sehr guten Datenqualität als unzuverlässig. Nach dem Anreißen des Reflexionshorizonts der seismischen Diskordanz in durchschnittlichen vierer Schritten wurden die interpretierten Linien mithilfe einer 3D-Interpolation verbunden. Die alternative 3D-Korrelation erwies sich aus den gleichen Gründen wie bei dem *Auto-Picking*-Modus als nicht gut geeignet. Zum Schluss wurde ein Glättungsfilter auf die mithilfe der 3D-Interpolation erstellten Horizonte

angewandt. Der Grund für die Anwendung des Filters ist die Entfernung von interpolationsbedingten Spitzen und Kanten, welche für einen submarinen Ablagerungsraum unrealistisch sind.

Zur besseren optischen Wahrnehmung der Reflexionshorizonte wurden die Abbildungen graphisch nachbearbeitet. Für die Darstellung der seismischen Sektionen erwies sich eine klassische *Greyscale*-Farbpalette mit fließendem Übergang, von dunkelgrau für positive Ausschläge zu hellgrau für negative Ausschläge, als Kontrast zu den farbigen interpretierten Linien der Reflexionshorizonte als geeignet.

Mit *Timeslices* mit dem Bezugsniveau der seismischen Diskordanz wurde der Verlauf des pleistozänen Paläo-Canyons wiedergegeben. Um neben dem Verlauf der Canyons die Morphologie und Geometrie zu beschreiben, wurden an den für die Canyons charakteristischen Bereichen Seismiklinien senkrecht zur Verlaufsrichtung interpretiert. Die Darstellung der 3D-Modelle, seismischen Sektionen, *Timeslices* und Strukturkarten erfolgte mit der Anwendung SeisVision des GeoGraphix Discovery-Programmpakets.

7.2 Datendarstellung Fluidaustritte

Für die Untersuchung der *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* am Meeresboden wurde der gesamte *Seismic Survey* bearbeitet (siehe Abbildung 34). Die Interpretation zweier Reflexionshorizonte (rezenter Meeresboden und Paläo-Meeresboden/Sequenzgrenze Top Calabrium, ungefähr 0,78 Millionen Jahre vor heute, *ICS, 2016*) erfolgte ebenfalls mit dem Programmpaket GeoGraphix Discovery 2013 und der darin enthaltenen Anwendung SeisVision.

Für die Identifikation des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium wurde eine vereinfachte Bohrungseinhängung durchgeführt. Da Bohrungsdaten weder digital noch analog zur Verfügung standen, wurde eine 2D-Seismiklinie mit einer Bohrung und bereits interpretierten Reflexionshorizonten in die 3D-Seismik eingehängt. Die Interpretation der Reflexionshorizonte wurde anschließend auf den *Seismic Survey* übertragen und so die korrekte Sequenzgrenze definiert.

Der Meeresboden wurde mithilfe des *Auto-Picking*-Modus auf jeder *Crossline*, also mit einem Linienabstand von 12,5 Metern, kartiert. Da die Reflexionen dieses Horizonts meist durchgängig und ungestört waren, erwies sich die automatische Methode als hilfreich für eine schnelle Interpretation. Der zweite Reflexionshorizont, die Sequenzgrenze Top Calabrium, wurde manuell kartiert. Im Südwesten ist sie erodiert und konnte nicht interpretiert werden. Im restlichen Teil des *Seismic Surveys* ist sie jedoch gut zu identifizieren. Es wurde ein Inkrement von acht gewählt. Durch die Größe des zu bearbeitenden Gebiets erwies sich ein Linienabstand von 100 Metern als geeignet. In einigen Bereichen wurde das Inkrement verkleinert, um eine höhere Interpretationsdichte zu erzielen. Die Interpretation erfolgte hier mit der zeitaufwändigeren manuellen Methode. Die Verwendung der automatischen Methode stellte sich aufgrund des mit Störungen und Schlamm diapiren durchsetzten Reflexionshorizonts als ineffektiv dar. Nach der Interpretation jeder achten seismischen Sektion der Sequenzgrenze Top Calabrium wurde hier ebenfalls die 3D-Interpolation angewandt, um die Linien der interpretierten Reflexionshorizonte miteinander zu verbinden. Das Ergebnis wurde wiederum mit dem Glättungsfilter bearbeitet, um unrealistische Spitzen und Kanten auszugleichen.

Für eine weitergehende, detailliertere Untersuchung der Reflexionshorizonte wurden in einem weiteren Arbeitsschritt verschiedene seismische Attribut-Analysen innerhalb der Anwendung SeisVision durchgeführt. Mit den erstellten Attributkarten und zusätzlichen *Timeslices* konnte eine genauere Differenzierung der Strukturen im Untersuchungsgebiet vorgenommen werden. Für die Darstellung der seismischen Sektionen und *Timeslices* wurde eine *Greyscale*-Farbpalette gewählt, da so die Strukturen am besten zu identifizieren waren. Die Übersichtskarten wurden in einer an die TWT-Laufzeiten angepassten Farbpalette dargestellt.

Seismische Attributkarten und Profillinien wurden verwendet, um die Morphologie und Geometrie der *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* zu beschreiben. Die Darstellung der Strukturkarten, seismischen Sektionen, *Timeslices* und Attributkarten wurde mit der Anwendung SeisVision des GeoGraphix Discovery-Programmpakets durchgeführt.

7.3 Datendarstellung Störungssystem

Für die Untersuchung des Störungssystems wurde wie für die submarinen Canyons ein kleinerer Ausschnitt des *Seismic Surveys* erstellt. Der für das Störungssystem erstellte Datensatz umfasst 1.400 *Inlines* und 1.973 *Crosslines*. Er hat eine Erstreckung von 24.662,5 Metern von Nordwest nach Südost und 17.500 Metern von Nordost nach Südwest und spannt eine Fläche von ungefähr 432 Quadratkilometern auf. Die *Inlines* sind von Nordost nach Südwest von 3.200 bis 4.600 und die *Crosslines* von Nordwest nach Südost von 2.027 bis 4.000 durchnummeriert (siehe Abbildung 34). Dies entspricht 69.055 Linienkilometern an seismischen Sektionen.

In diesem Ausschnitt des *Seismic Surveys* wurden die *Growth Faults* und viele der Nebenstörungen hauptsächlich auf den *Crosslines* und *Timeslices*, aber auch zur Überprüfung und Durchführung von Korrekturen auf den *Inlines* und zusätzlichen *Arbitrary Lines* interpretiert. Es wurde dafür ein Inkrement von acht gewählt. Für eine ausreichend genaue Interpretation der Störungen erwies sich ein Linienabstand von 100 Metern als geeignet. In einigen Bereichen wurde das Inkrement auf jede vierte seismische Sektion (50 Meter Linienabstand) verkleinert, um eine höhere Interpretationsdichte in komplexeren Bereichen zu erzielen. In der vertikalen Ausdehnung wurde ein Inkrement von 99 Millisekunden gewählt.

Die Interpretation des Störungssystems erfolgte wieder mit der Anwendung SeisVision des Programmpakets GeoGraphix Discovery 2013 der LMK Resources Inc. Zusätzlich wurden anschließend in der gleichen Anwendung vier Reflexionshorizonte (wiederum der rezente Meeresboden und drei Paläo-Meeresböden/Sequenzgrenzen) identifiziert und interpretiert. Bei den Sequenzgrenzen handelt es sich um das Top Calabrium bei ungefähr 0,78 Millionen Jahren (*ICS, 2016*), das Top Messinium bei ungefähr 5,33 Millionen Jahren (*ICS, 2016*) und das Top Serravallium bei ungefähr 11,62 Millionen Jahren (*ICS, 2016*) vor heute. Für die Identifikation dieser Sequenzgrenzen wurde ebenfalls eine vereinfachte Bohrungseinhängung anhand einer 2D-Seismiklinie durchgeführt. Bei der Bearbeitung des Meeresbodens wurde jede *Crossline* des *Seismic Surveys* interpretiert, das heißt mit einem Linienabstand von 12,5 Metern. Für die Sequenzgrenzen wurden jeweils etwa

17.264 Linienkilometer seismische Sektionen interpretiert, das entspricht in etwa jeder vierten *Inline* und *Crossline*.

Der rezente Meeresboden wurde mit dem *Auto-Picking*-Modus und die Sequenzgrenzen manuell interpretiert. Nach dem Anreißen der Reflexionshorizonte der Sequenzgrenzen in durchschnittlichen vierer-Schritten wurden die interpretierten Linien wieder mithilfe der 3D-Interpolation verbunden. Es wurde anschließend ebenfalls ein Glättungsfilter auf die erstellten Horizonte angewandt.

Für eine weitergehende, detailliertere Untersuchung des Störungssystems und der Reflexionshorizonte wurden in einem weiteren Arbeitsschritt verschiedene seismische Attribut-Analysen innerhalb der Anwendung SeisVision durchgeführt. Mit den erstellten Attributkarten und zusätzlichen *Timeslices* konnte eine genauere Differenzierung der Strukturen im Untersuchungsgebiet vorgenommen werden. Die Darstellungsweise der verschiedenen Abbildungen wurde von der Datenaufbereitung der Fluidaustritte übernommen.

Die Darstellung der Strukturkarten, seismischen Sektionen und Attributkarten erfolgte mit der Anwendung SeisVision des GeoGraphix Discovery-Programmpakets.

7.4 Seismische Attribute

Seismische Attribute sind sehr nützlich, um den Untergrund detailliert zu modellieren oder kartografisch darzustellen, ebenso um Eigenschaften, Beziehungen und Muster zu erkennen, die sonst schwer festzustellen sind. Das seismische Signal beinhaltet viele Informationen, um lithologische, strukturelle und stratigraphische Gegebenheiten des Untergrunds zu liefern. Seismische Attribute nutzen das seismische (akustische) Signal als Grundlage der Berechnungen.

Seismische Attribute wurden auf unterschiedliche Weisen definiert. Chopra & Marfurt (2005) haben sie als eine quantitative Messung einer seismischen Eigenschaft beschrieben, während Nauriyal et al. (2010) ein seismisches Attribut als eine mathematische Umwandlung der seismischen Spur definieren, um die physikalischen Eigenschaften des Gesteins vorherzusagen. Allgemein lässt sich zusammenfassen, dass es sich um messbare Eigenschaften der seismischen Daten, wie zum Beispiel der Amplitude, der Geschwindigkeit, der Frequenz, der Phase oder der Polarität, handelt. Deren jeweilige Ableitungen stellen ebenfalls wichtige Attribute dar. Sie können zu einem bestimmten Zeitpunkt oder einem bestimmten Zeitintervall und zudem an nur einer seismischen Spur oder einer Gruppe von seismischen Spuren oder einer interpretierten Fläche (*Surface Attributes*) gemessen werden. Bei *Volume Attributes* hingegen wurde der gesamte *Seismic Survey* für die Berechnung verwendet. Geschwindigkeits-Attribute geben Aufschluss über strukturelle Eigenschaften, wohingegen Amplituden-Attribute Information über die Stratigraphie und mögliche Reservoirs geben können (Brown, 1996; Chopra & Marfurt, 2005; Chopra & Marfurt, 2007).

Seismische Attribute sind eine Funktion der Eigenschaften des reflektierten seismischen *Wavelets*. Das seismische *Wavelet* kann in Termen der zeitabhängigen Amplitude $A(t)$ und der zeitabhängigen Phase $\theta(t)$ ausgedrückt werden (Taner, et al., 1979):

$$f(t) = A(t) \cos \theta(t) \text{ (V)}.$$

Das Reflexionsvermögen der Reflektoren ist durch $A(t)$ gegeben und die Momentanphase der Reflektoren ist durch $\theta(t)$ definiert. Hohe Amplitudenwerte deuten oft

auf lithologische Grenzen in der stratigraphischen Abfolge oder auf Fluidkontakte (zum Beispiel Öl-Wasser-Kontakt) hin und dienen daher als direkte Hinweise auf Kohlenwasserstoffe (*Direct Hydrocarbon Indicators, DHI*). Ein plötzlicher Wechsel der Ablagerungsbedingungen kann einen solchen lithologischen Kontrast verursachen und zeigt sich daher als erhöhte Amplitudenwerte. Es gibt zudem verschiedene seismische Attribute, welche für die Charakterisierung von Ablagerungsräumen geeignet sind (*Sheriff, 2002; Andreassen et al., 2007*).

Eines der in dieser Arbeit angewendeten seismischen Attribute ist das *RMS (Root Mean Square) Amplitude*-Attribut. Dieses Attribut ist ein gängiges statistisches Instrument der Darstellung der Schwankungen in einem seismischen Datensatz und mittelt die Amplitudenwerte eines ausgewählten Intervalls (erstellt einen quadratischen Mittelwert). Es ist definiert als die Quadratwurzel aus der Summe der quadrierten seismischen Amplituden geteilt durch die Anzahl der Werte im ausgewählten Intervall. In der Regel wird es angewendet, um Bereiche mit starken Anomalien der Amplituden genauer zu untersuchen und das Reflexionsvermögen des Reflektors darzustellen. Da dieses Attribut positive und negative Amplitudenwerte der seismischen Spuren misst und quadriert, hebt es wirksam Bereiche mit starkem akustischem Impedanzkontrast hervor, ist jedoch anfällig auf Störgeräusche (*Noise*). Je höher der akustische Impedanzkontrast ist, desto höher sind die *RMS Amplitude*-Werte. Zum Beispiel resultiert ein hoher *RMS Amplitude*-Wert in einem fluviatilen *Channel* aus dem Impedanzkontrast zwischen den Sedimenten innerhalb des *Channels* und der umgebenen Sedimente (*Sheriff, 2002; Chopra & Marfurt, 2007*). Das *RMS Amplitude*-Attribut ist besonders gut geeignet, um *Mud Volcanoes* zu visualisieren, da die *Mud Breccia*-Ablagerungen aufgrund des Fluidanteils erhöhte Amplituden aufweisen.

Das zweite angewendete seismische Attribut für die Visualisierung der geologischen Strukturen ist das *Dip Curvature*-Attribut. Das *Dip Curvature*-Attribut wird angewendet, um morphologische und strukturelle Eigenschaften wie Erhebungen, Senken, Kraterstrukturen, Rinnen/Kanäle oder Störungsversätze sichtbar zu machen. Es wird aus der Krümmung einer Fläche (interpretiert aus seismischen Reflektoren) berechnet und zeigt den Grad der Krümmung entlang der Einfallrichtung dieser Fläche. Die Winkel werden in Grad angegeben.

Ein weiteres seismisches Attribut, welches in dieser Arbeit zur Anwendung gekommen ist, ist das *Dip Azimuth*-Attribut. Es gibt den Azimut der Einfallsrichtung der seismischen Reflektoren wieder. Es ist relativ definiert nach der Orientierung des *Seismic Survey* und wird in Grad von -180 bis 180 angegeben. Azimut = 0 Grad bedeutet, dass die seismischen Reflektoren in Richtung der ansteigenden Inline-Nummern einfallen, Azimut = 180 Grad bedeutet, dass die seismischen Reflektoren in Richtung der ansteigenden Crossline-Nummern einfallen und Azimut = -180 Grad bedeutet, dass die seismischen Reflektoren in Richtung der absteigenden Crossline-Nummern einfallen. Dieses seismische Attribut ist hilfreich bei der Bestimmung der Orientierung geologischer Strukturen wie zum Beispiel Störungen.

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

Der im Untersuchungsgebiet liegende submarine Canyon (Fishtown-Canyon) gehört wie der große, benachbarte Niger-Canyon zu den radial um die konvexe Küstenlinie angeordneten Canyons, wird zusammen mit diesem vom Niger mit Sedimenten versorgt und gehört somit zum gleichen Deltasystem (siehe Abbildung 23).

Für die Interpretation der submarinen Canyons, dem Fishtown-Canyon und dem pleistozänen Äquivalent (hier genannt Paläo-Canyon), wurden zwei Reflexionshorizonte interpretiert. Diese zwei Reflexionshorizonte entsprechen zum einen dem rezenten Meeresboden (siehe Abbildung 35) und zum anderen einer seismischen Diskordanz (siehe Abbildung 36), welche den Paläo-Canyon am Top abschließt. Letztere wurde ausgewählt, da es sich dabei um den einzigen, durchgängig interpretierbaren Reflexionshorizont handelt, der mit der Morphologie des Paläo-Canyons assoziiert ist. Dadurch dass meist keine Zeitdifferenz zur umliegenden Sedimentabfolge existiert, wird der durch den Paläo-Canyon gebildete Hiatus jedoch nicht vollständig von diesem Horizont abgebildet. Dieses Problem wurde durch die teilweise Interpretation der Basis des Paläo-Canyons (dem Erosionsrelief) behoben. Da das Erosionsrelief des Canyons nur lokal vorhanden ist, lässt sich dieser Horizont jedoch nicht für das gesamte Untersuchungsgebiet interpretieren. Dies gilt ebenfalls für die Basis des subrezent bis rezenten Fishtown-Canyons. Die Interpretation der seismischen Diskordanz erlaubt zum Einen, die Darstellung des Einflussbereichs des Paläo-Canyons und zum Anderen, zusammen mit der gesicherten chronostratigraphischen Entwicklung des Nigerdeltas, die relative zeitliche Einhängung des pleistozänen Paläo-Canyons.

Im Südwesten des Untersuchungsgebiets sind der südwestlichste Teil der seismischen Diskordanz und der pleistozäne Paläo-Canyon stark durch den Schlammdiapirismus und die Charcot-Transformstörungszone beeinflusst und nicht mehr zu identifizieren (siehe Abbildung 36). Die Interpretation des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden ist begrenzt auf den für dieses Untersuchungsgebiet zugeschnittenen *Seismic Survey* (siehe Abbildung 34) auf einer Strukturkarte in *Two-Way-Time* in Abbildung 35 dargestellt. Die Skala der *Two-Way-Time* verläuft von etwa 250 bis 2.743 Millisekunden, was bei einer durchschnittlichen P-Wellengeschwindigkeit in Wasser von 1.480 Meter pro Sekunde zu einer

Teufendifferenz von etwa 1.875 Metern führt. Das Einfallen des Meeresbodens außerhalb des Canyons reicht von etwa 1,3 bis 3,6 Grad.

Die Strukturkarte des Meeresbodens (siehe Abbildung 35) zeigt zwischen den *Crosslines* 5.500 und 6.500 einen plötzlichen Verlaufswchsel der Konturlinien, welche eine langgestreckte, leicht bogenförmige, aber dennoch relativ gerade Struktur nachzeichnen. Diese Struktur spiegelt den Verlauf des subrezent bis rezenten Fishtown-Canyons wider. Eindeutig zu identifizieren ist dieser an der Veränderung des topographischen Verlaufs in Abbildung 37. Im Gegensatz zum sanften topographischen und homogenen Gefälle des submarinen Kontinentalhangs bildet der Canyon eine plötzliche Veränderung der Topographie. Seine tiefen Einschnitte in die Sedimente zeigen, dass es sich um einen aktiven, submarinen Canyon handelt. An seiner schmalsten Stelle misst der Canyon etwa 400 Meter. In Richtung Nordosten sowie in Richtung Südwesten nimmt seine Breite zu. Die maximale Breite von etwa 1.000 Meter nimmt der Canyon im südwestlichen Teil des Untersuchungsgebiets an. Am Übergang in die Tiefsee schneidet er besonders tief in die Sedimente. Auch bildet er hier seine steilsten Flanken aus, die ein Gefälle von bis zu 45 Grad aufweisen. Das größer werdende Gefälle ab einer Wassertiefe von etwa 1.000 Meter und die daraus resultierende, höhere Transportenergie der mitgetragenen Sedimente sind der Grund für den besonders tiefen Einschnitt in der Tiefsee. Der Canyon ist an seinem Ausgangspunkt und im mittleren Bereich von einem flacheren Einschnitt gekennzeichnet und die Canyonflanken sind hier zudem nicht so steil (siehe Abbildung 37 und 38).

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

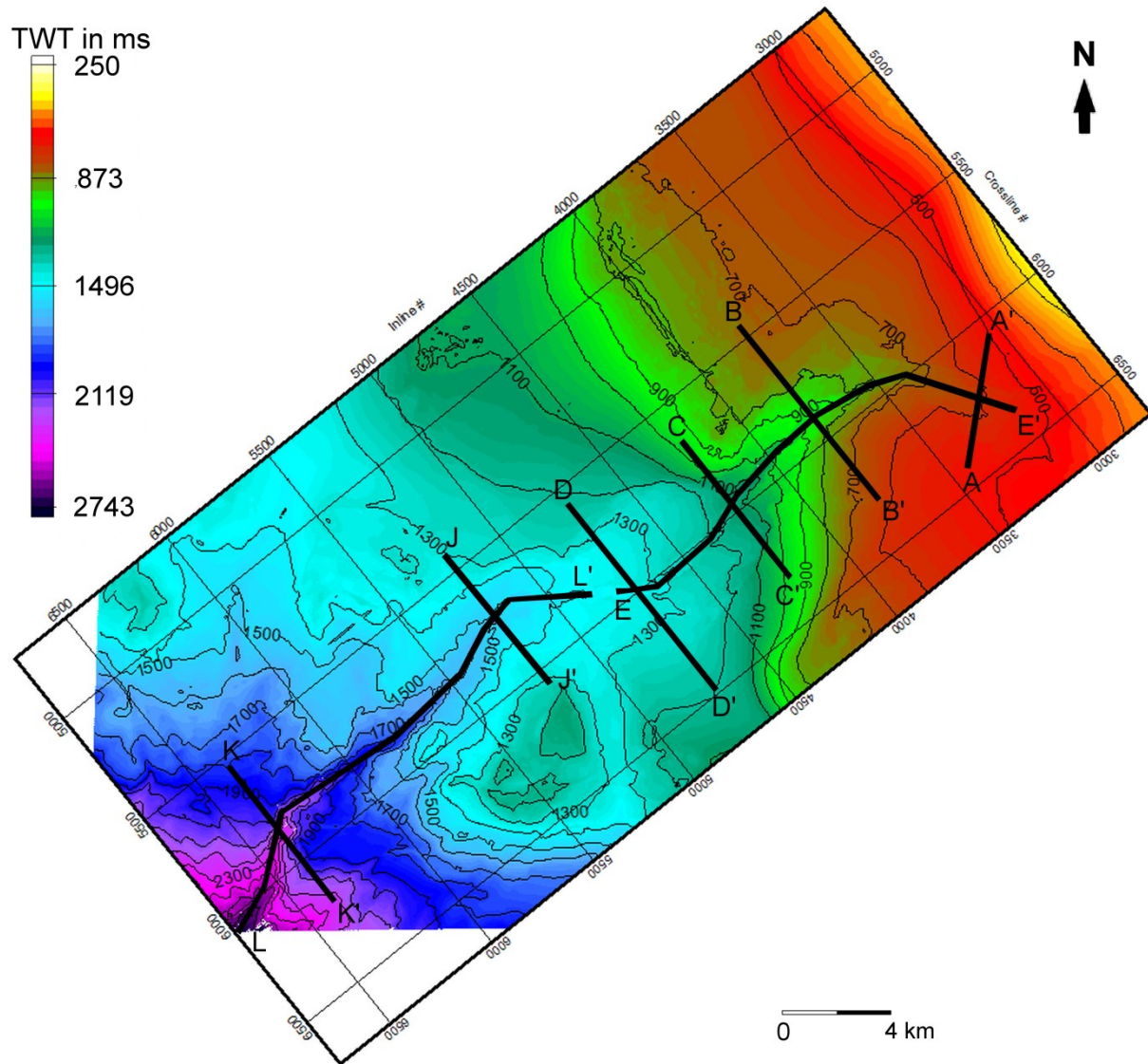


Abbildung 35: Strukturkarte des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Untersuchungsgebiets A und Lage der seismischen Profile A bis E und J bis L; Anmerkung: Konturlinienabstand ist 100 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; 0 ms = NN, 400 ms = 300 m, 800 ms = 600 m, 1.200 ms = 900 m, 1.600 ms = 1.200 m, 2.000 ms = 1.500 m und 2.400 ms = 1.800 m Wassersäule bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.480 Meter pro Sekunde

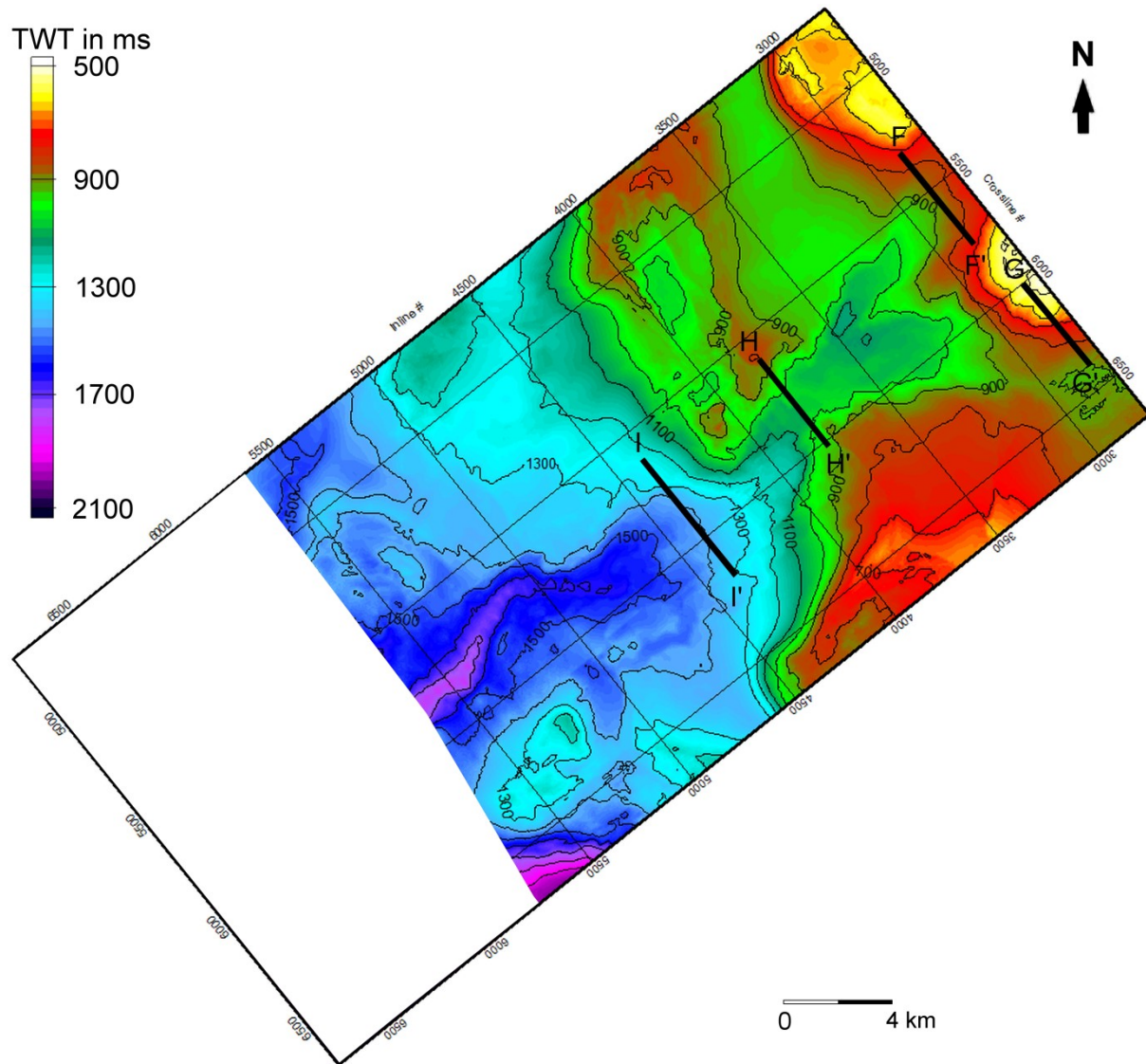


Abbildung 36: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der seismischen Diskordanz innerhalb des Untersuchungsgebiets A und Lage der seismischen Profile F bis I; Anmerkung: Konturlinienabstand ist 100 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; das letzte Drittel im Südwesten des Untersuchungsgebiets ist stark durch den Schlammdiapirismus beeinflusst und die seismische Diskordanz gehoben und erodiert; 500 ms = 400 m, 900 ms = 720 m, 1.300 ms = 1.040 m, 1.700 ms = 1.360 m und 2.100 ms = 1.680 m Tiefe bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.600 Meter pro Sekunde

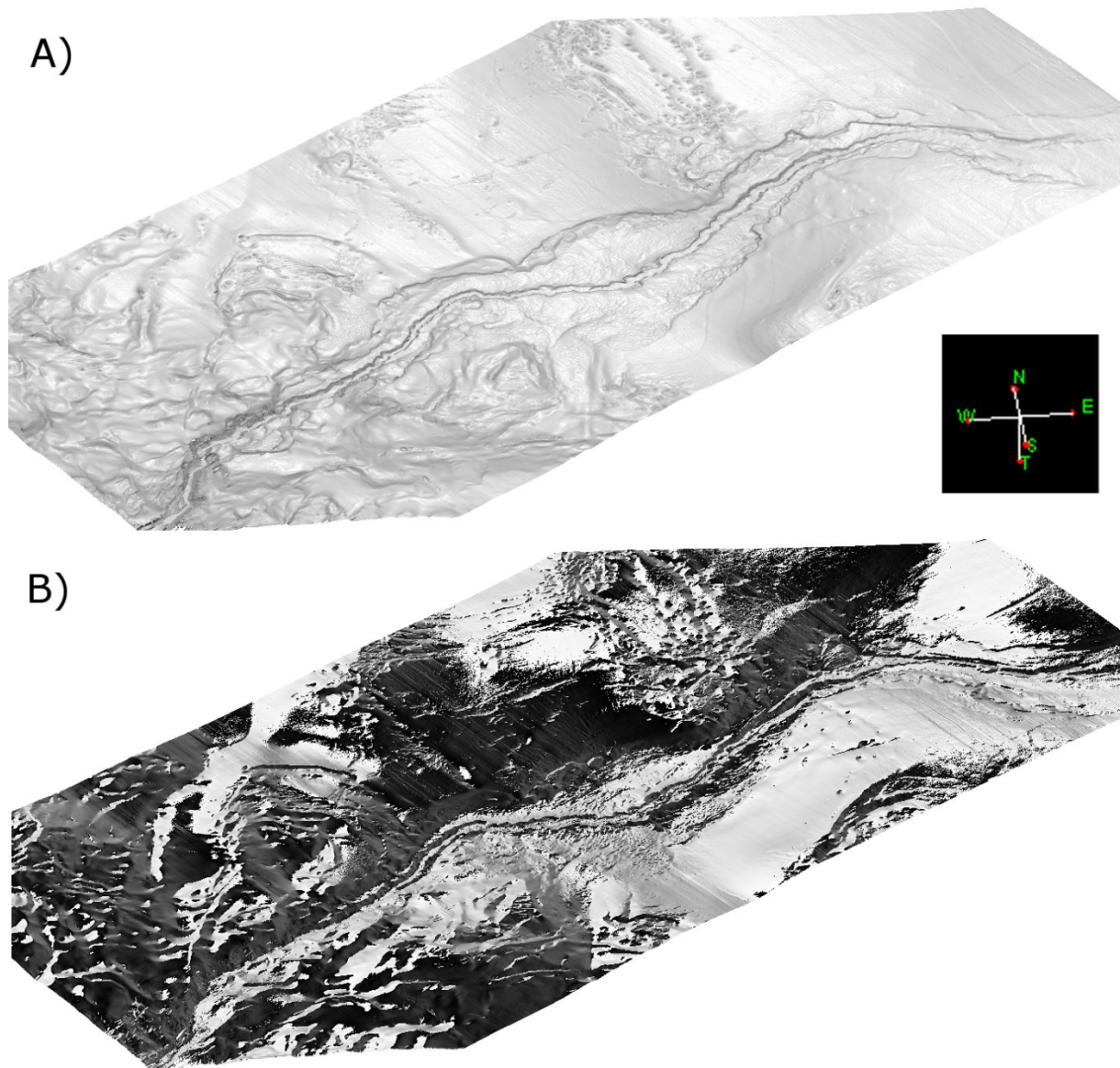


Abbildung 37: 3D-Ansichten des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Untersuchungsgebiets A; A: Meeresboden mit Dip Curvature-Attribut; B: Meeresboden mit Dip Azimuth-Attribut; Skala A: 0 bis 42 Grad; Skala B: -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß)

Der Ausgangspunkt des Fishtown-Canyons liegt auf dem oberen Kontinentalhang zwischen den *Crosslines* 6.250 und 6.500 sowie den *Inlines* 3.000 und 3.400 (siehe Abbildung 35). Eine Verbindung des Canyons mit *Channels* auf dem Kontinentalschelf ist nicht zu beobachten. Der wahrscheinliche Beginn des Canyons auf dem Kontinentalhang, sein gerader Verlauf sowie seine relativ geringen Ausmaße lassen darauf schließen, dass seine erosiven Prozesse und seine Erhaltung auf gravitativen Massenbewegungen beruhen und er aus einer Reaktivierung eines älteren, fluviatil entstandenen Canyons hervorging. Die Ausrichtung des Ausgangspunkts ist Richtung Ostsüdost und damit fast parallel zur Schelfkante. In Seismiklinie A (siehe Abbildung 35 und 38) erkennt man an den mehreren,

stufenförmigen Einschnitten, dass der rezente Canyon in einem breiteren, subrezentem Canyon eingebettet ist. Der rezente Einschnitt des Fishtown-Canyons hat hier eine Tiefe von Canyonflanke bis zum Grund von etwa zehn Metern und eine Breite von etwa 350 Metern. Der ältere Einschnitt hat eine Breite von etwa 2.100 Metern. Beide befinden sich in einer Wassertiefe von etwa 390 Metern.

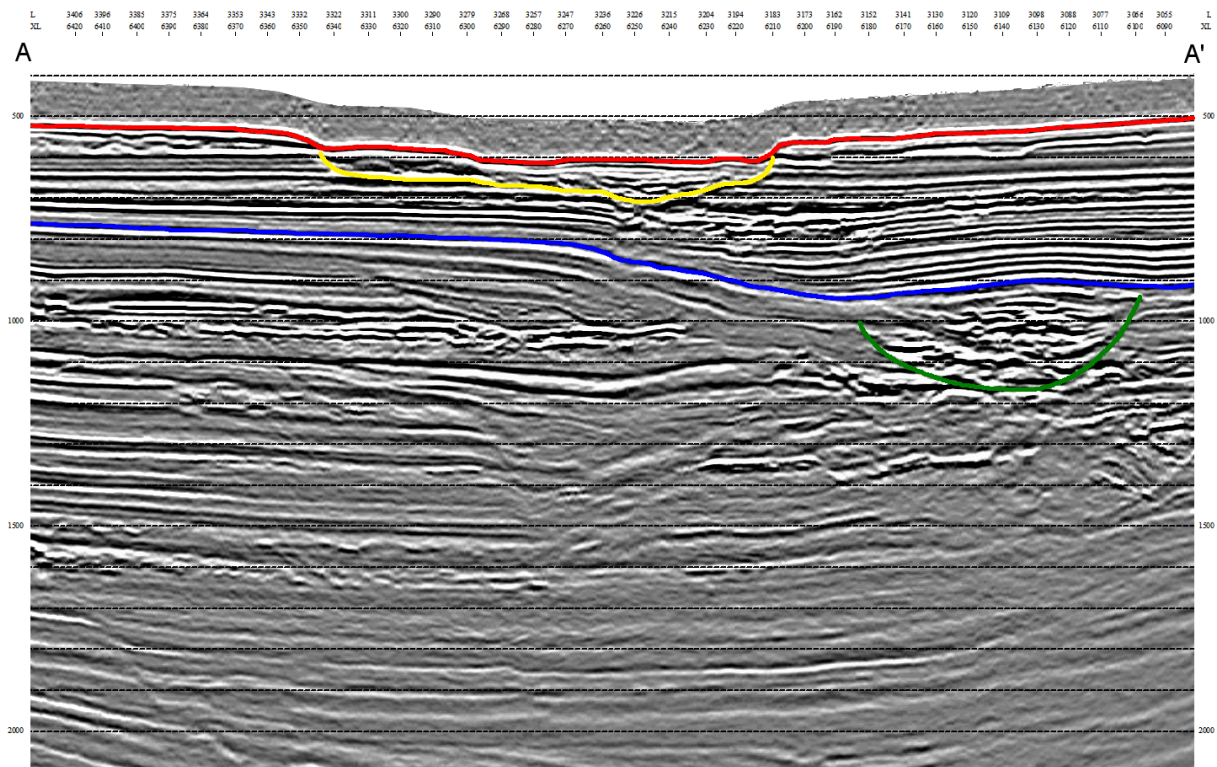


Abbildung 38: Seismiklinie A (Arbitrary Line); Ausgangspunkt des rezenten Canyons; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; gelb = Basis älterer Einschnitt; grün = Basis pleistozäner Canyon; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Etwa auf Höhe der *Inline* 3.400 wechselt der Fishtown-Canyon in eine canyontypische Orientierung senkrecht zur Schelfkante und gleichzeitig verändert sich die Morphologie signifikant (siehe Abbildung 35). Im Querprofil bildet der Canyon eine Stufenform mit einem an dieser Stelle etwa 2.800 Meter breiten älteren Geländeeinschnitt, in welchem sich der etwa 370 Meter breite neuere Einschnitt des subrezentem bis rezenten Fishtown-Canyons befindet. Der ältere Einschnitt weist ein eher U-förmiges Profil auf, während der jüngere Einschnitt ein eher V-förmiges Profil besitzt. Die geometrischen Verhältnisse sind in Seismiklinie B (siehe Abbildung 35 und 39), welche etwas hangabwärts liegt, zu erkennen. Das V-förmige Profil ist charakteristisch für Canyons im Bereich des oberen Kontinentalhangs. Mithilfe der Topographie kann die sichere Aussage getroffen werden, dass der breitere Einschnitt den

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

älteren Teil des Fishtown-Canyons bildet und mit Sedimenten teilweise verfüllt wurde. Der breitere Einschnitt des Canyons stellt somit eine ältere und inaktive Struktur dar. Die geringeren Ausmaße des jüngeren Einschnitts sprechen für eine Reaktivierung im Bett des älteren Einschnitts mit einer geringen Sedimentationsrate und somit einer geringeren Erosionsrate. Ein Grund für die geringeren Sedimentationsraten könnte das Fehlen der fluviatilen *Channels* und somit die fehlende Verbindung des Canyons mit den Sedimentzubringern des Nigers sein. Der subrezente bis rezente Fishtown-Canyon wäre daher nur noch mit Sedimenten aus den gravitativen Massenbewegungen versorgt.

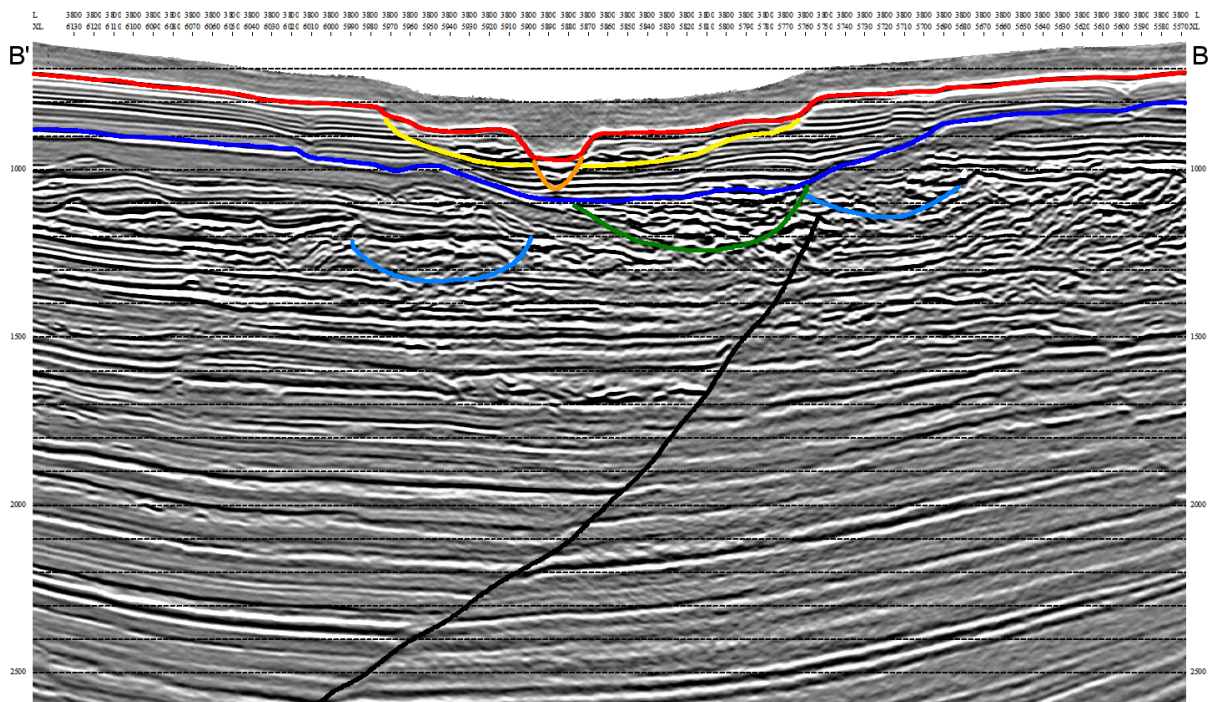


Abbildung 39: Seismiklinie B (Ausschnitt aus Inline 3.800); Anmerkung: Zu sehen ist der Beginn der Stufenbildung an den canyonflanken und direkt unter der seismischen Diskordanz pelagische/hemipelagische Sedimente; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; gelb = Basis älterer Einschnitt; orange = Basis jüngerer Einschnitt; grün = Basis pleistozäner Canyon; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Im Bereich der Verlaufsänderung liegt der Meeresboden innerhalb des Canyons bei einer Wassertiefe von etwa 560 Metern. In Seismiklinie B (siehe Abbildung 39) schneidet der jüngere Einschnitt des Fishtown-Canyons bis in eine Tiefe von 1.050 Millisekunden (840 Meter) und ist bis 950 Millisekunden (712,5 Meter) mit Sedimenten verfüllt. Die Differenz zwischen dem Meeresboden innerhalb des jüngeren Einschnitts und dem Älteren liegt bei etwa 70 Meter Mächtigkeit, dies entspricht in etwa auch der Sedimentverfüllung des älteren Einschnitts.

Auf Höhe der *Inline* 4.190 (siehe Abbildung 35 und Seismiklinie C in Abbildung 40) kam es zur Ablagerung von levee-artigen Strukturen an den Flanken des jüngeren und des rezenten Geländeeinschnitts des Fishtown-Canyons. Diese Strukturen sind charakteristisch für Turbiditströme, welche einen Hinweis für die gravitativen Massenbewegungen innerhalb des subrezent bis rezenten Fishtown-Canyons darstellen.

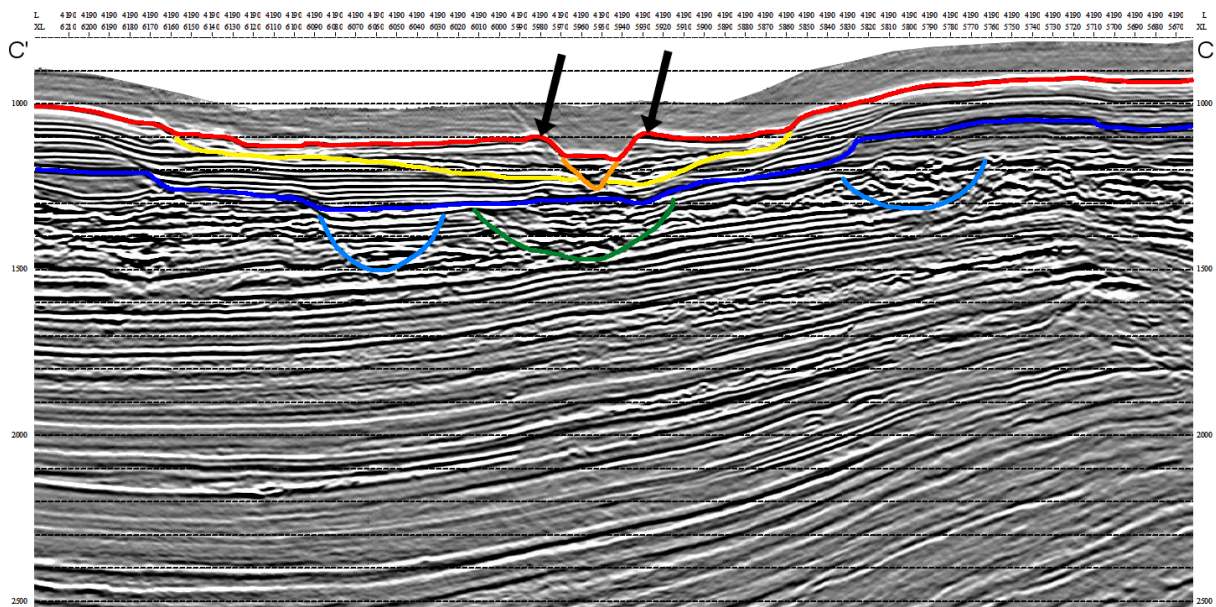


Abbildung 40: Seismiklinie C (Ausschnitt aus *Inline* 4.190); Anmerkung: An den Flanken des jüngeren Einschnitts des subrezent bis rezenten Canyons sind die levee-artigen Ablagerungen zu erkennen (Pfeile); die flache Mulde am Meeresboden und in der Seismischen Diskordanz ganz im Nordwesten und die mitgeschleppten Sedimentschichten deuten auf die Anwesenheit eines Diapirs; rot = rezent der Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; gelb = Basis älterer Einschnitt; orange = Basis jüngeren Einschnitt; grün = Basis pleistozänen Canyon; hellblau = Nebenarme des pleistozänen Canyons; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Die Breite des rezenten Geländeeinschnitts in Seismiklinie C (siehe Abbildung 35 und 40) hat sich auf etwa 650 Meter vergrößert, die des älteren Einschnitts verbleibt bei etwa 2.800 Meter. Auffällig dabei ist, dass es in diesem Bereich zu einer scheinbaren Verbreiterung des Fishtown-Canyons kommt. Dies liegt daran, dass der subrezente bis rezente Canyon vom Ausgangspunkt bis etwa zur *Inline* 4.200 relativ zentral durch das Bett des pleistozänen Paläo-Canyons verläuft und danach im Flankenbereich oder sogar außerhalb des Paläo-Canyons verläuft. Südwestlich der *Inline* 4.200 erfolgte eine stärkere Erosion durch den Paläo-Canyon und weitere kleine Nebenarme des Canyons, welche im Bereich zwischen den *Inlines* 4.200 und 4.600 und den *Crosslines* 6.000 und 6.400 entstanden (siehe Abbildung 36). Die Erosion in diesem Bereich war so stark, dass diese sich am rezenten Meeresboden als Mulde widerspiegelt (siehe Abbildung 35) und zu der scheinbaren Verbreiterung des subrezent bis rezenten Fishtown-Canyons führt.

Am rechten Bildrand von Seismiklinie C (siehe Abbildung 40) ist zudem der Anschnitt eines Schlammdiapirs zu erkennen. Charakteristisch für Schlammdiapire sind das Mitschleppen der durchdrungenen Sedimentschichten beim Aufstieg des Diapirs, die radial um den Diapirdom angeordneten Abschiebungen und den daraus resultierenden, muldenartigen Vertiefungen am Meeresboden direkt oberhalb des Diapirs. Alle drei Charakteristika sind auf Seismiklinie C zu identifizieren. Da die Mulde in der seismischen Diskordanz und am Meeresboden, welche direkt über dem Schlammdiapir zu sehen ist, auftritt, ist die Ablagerung dieser älter als der Aufstieg des Schlammdiapirs, welcher noch aktiv ist.

Der Fishtown-Canyon erstreckt sich innerhalb des *Seismic Survey* auf einer Länge von 51 Kilometern (siehe Abbildung 35). Dabei verändert er sein konstantes Einfallen von etwa 1,5 Grad auf den ersten 23 Kilometern nicht. Dies ist besonders gut ersichtlich aus der seismischen *Arbitrary Line E* parallel zum Einfallen des Canyons (siehe Abbildung 41), in welcher der Grund des subrezent bis rezenten Canyons abgebildet ist. Zudem ist in der Bildmitte des Profils der Dom eines aufsteigenden Schlammdiapirs zu sehen. Dieser schleppt die durchdrungenen Schichten mit und hebt unter anderem die seismische Diskordanz an dieser Stelle an. Dass bedeutet, der Diapir war nach der Ablagerung dieser verformten Schichten sicher noch aktiv. Der Grund des subrezent bis rezenten Canyons am Meeresboden ist jedoch nicht von der Hebung beeinflusst. Daraus lässt sich schließen, dass die Erosion des Canyons stärker ist als die Hebung durch den Diapir. Die geringere Mächtigkeit der Sedimente zwischen dem rezenten Meeresboden und der seismischen Diskordanz an dieser Stelle deutet ebenfalls darauf hin. Der Fishtown-Canyon ist daher mit hoher Wahrscheinlichkeit aktiv und erodiert weiterhin die Sedimente des Meeresbodens.

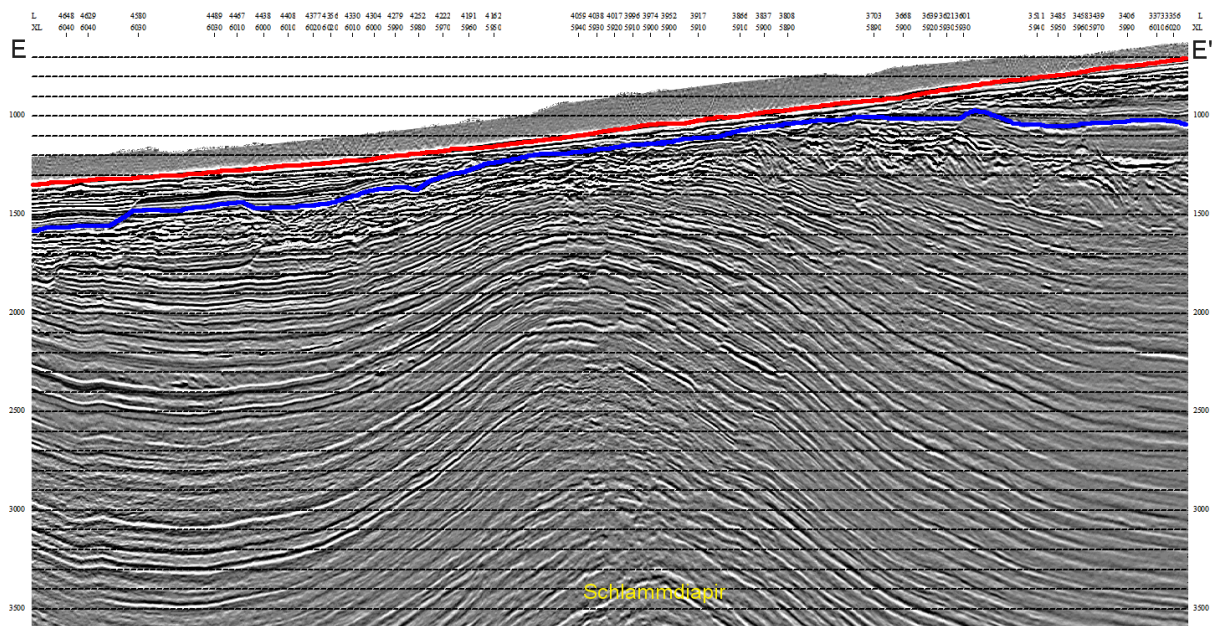


Abbildung 41: Seismiklinie E (Arbitrary Line parallel zum Canyonverlauf); Anmerkung: In der Bildmitte ist der Dom eines aufsteigenden Schlammnapirs zu erkennen; er beeinflusst die seismische Diskordanz durch Hebung; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Im südwestlichen Bereich des Fishtown-Canyons erreicht der rezente Geländeeinschnitt eine Breite von etwa 400 Meter und bleibt damit über die gesamte Distanz relativ konstant. Dagegen weitet sich der ältere Teil aus und erreicht eine Breite von bis zu fünf Kilometern. Auf Seismiklinie D (siehe Abbildung 35 und 42) ist zu erkennen, dass die Mächtigkeit (in TWT) der Verfüllung mit Sedimenten innerhalb des jüngeren Einschnitts des Fishtown-Canyons konstant bei 100 Millisekunden (85 Meter) verbleibt. Der Meeresboden innerhalb des Canyons liegt in Seismiklinie D bei einer Wassertiefe von etwa 1.050 Meter.

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

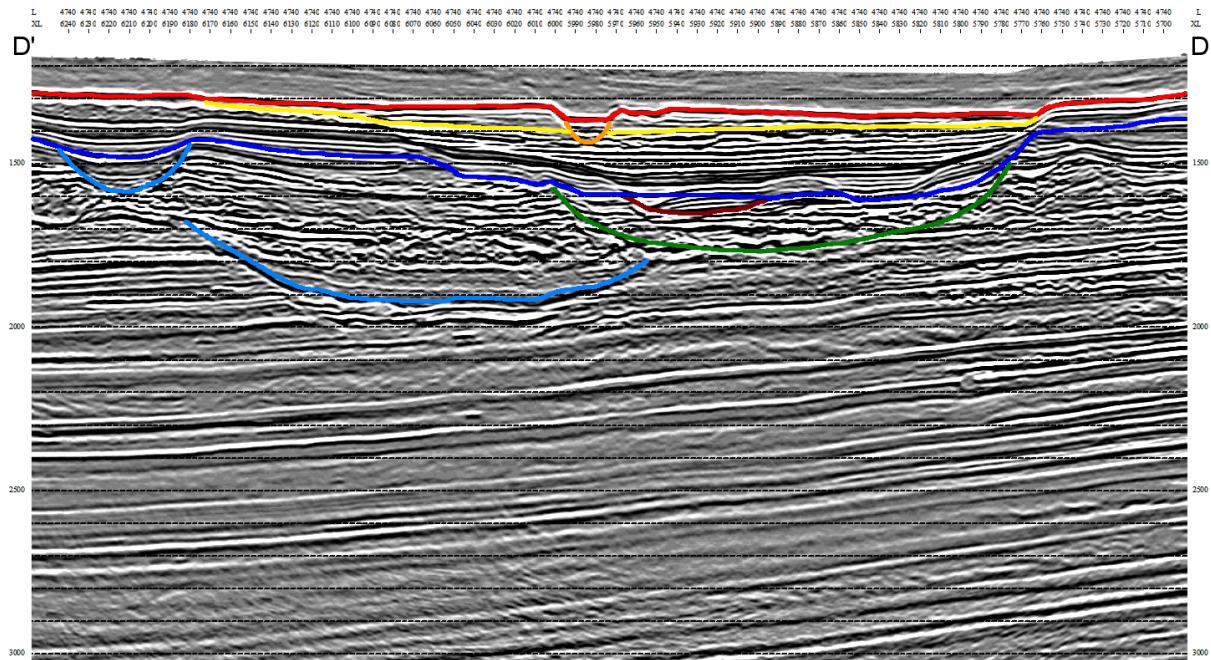


Abbildung 42: Seismiklinie D (Ausschnitt aus Inline 4.740); Anmerkung: Zu erkennen ist die scheinbare Verbreiterung des subrezent bis rezenten Canyons und erneut die levee-artigen Ablagerungen; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; gelb = Basis älterer Einschnitt; orange = Basis jüngerer Einschnitt; grün = Basis pleistozäner Canyon; hellblau = Nebenarme des pleistozänen Canyons; braun = jüngere Reaktivierung des pleistozänen Canyons; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Seismiklinie J (siehe Abbildung 35 und 43) zeigt, wie der ältere Einschnitt des Fishtown-Canyons in Richtung Südwesten immer breiter und seine Flanken steiler werden. Die Mächtigkeiten der Verfüllungen sind ähnlich wie zuvor. Der Meeresboden innerhalb des Canyons liegt hier bei einer Wassertiefe von etwa 1.200 Meter. Ab diesem Bereich beginnen der starke Schlammdiapirismus und das massenhafte Auftreten der mobilen Akata-Tonsedimente in flacheren Teufen (hier bei etwa 1.600 Millisekunden oder 1.280 Metern am linken Bildrand).

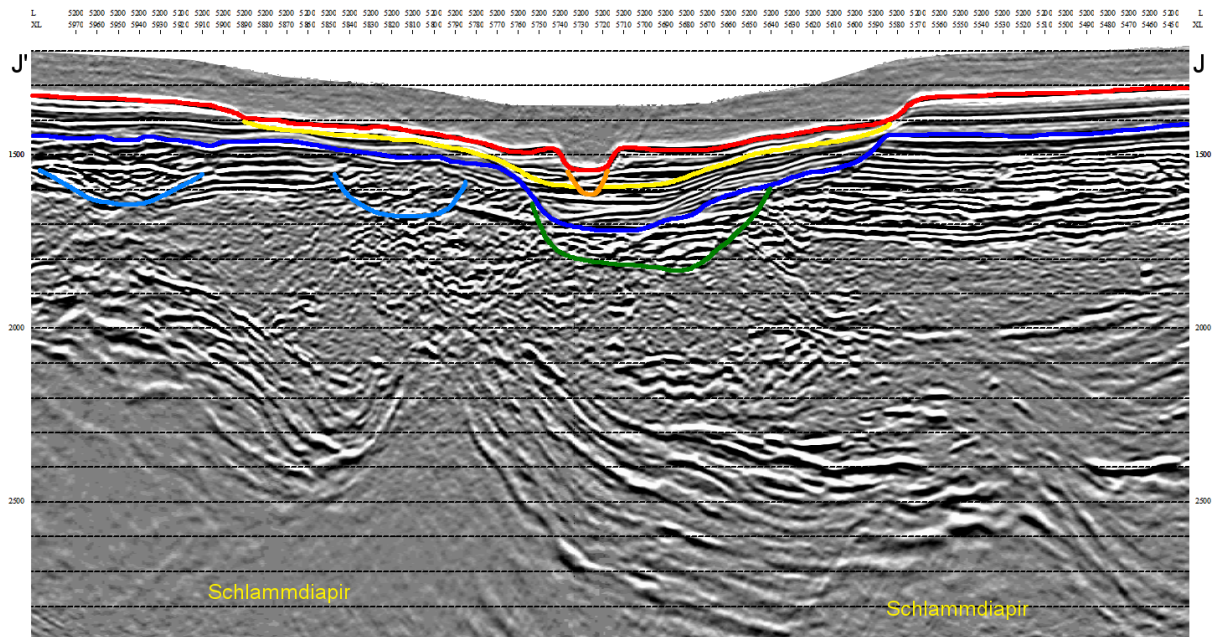


Abbildung 43: Seismiklinie J (Ausschnitt aus Inline 5.200); Anmerkung: Zu sehen sind die schwachen Reflexionen der Schlammnapire; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; gelb = Basis älterer Einschnitt; orange = Basis jüngerer Einschnitt; grün = Basis pleistozäner Canyon; hellblau = Nebenarme des pleistozänen Canyons; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Im äußersten Südwesten des Untersuchungsgebiets schneidet sich der subrezente bis rezente Canyon am tiefsten in die Sedimente des Meeresbodens ein. Er hat hier eine Tiefe von Canyonflanke bis zum Grund von etwa 230 Meter. Auch bildet er hier seine steilsten Hänge aus, die ein Gefälle von bis zu 45 Grad aufweisen (siehe Abbildung 44). Auf Höhe der *Inline* 5.500 erhöht sich das durchschnittliche Gefälle des Meeresbodens auf etwa 3,6 Grad (siehe Abbildung 45). Die Steigung des Gefälles und die daraus resultierende höhere Transportenergie der mitgetragenen Sedimente sind der Grund für den besonders tiefen Einschnitt in den Meeresboden in diesem Bereich des Untersuchungsgebiets.

Die stark heterogene Topographie des Meeresbodens und die tektonisch komplexen Strukturen im Untergrund gehen zurück auf den hier im südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebiets stärkeren Einfluss der Charcot-Transformstörungszone.

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

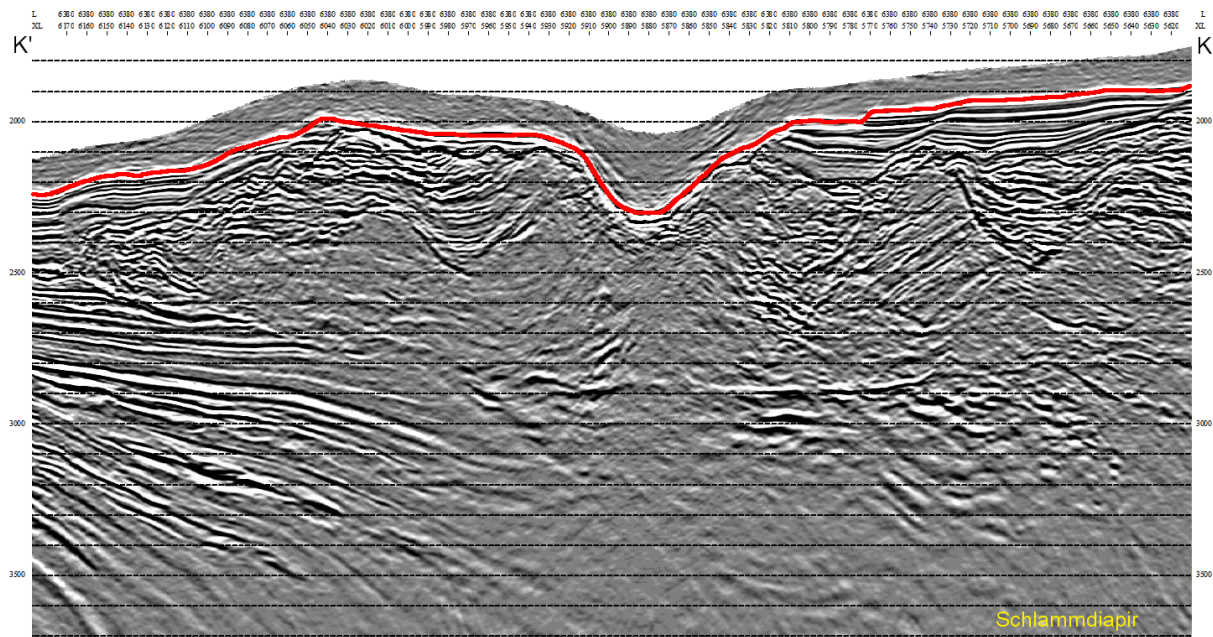


Abbildung 44: Seismiklinie K (Ausschnitt aus Inline 6.380); Anmerkung: Im Südwesten des Untersuchungsgebiets schneidet sich der Canyon besonders tief in die Sedimente und weist seine steilsten Flanken auf; die seismische Diskordanz sowie der pleistozäne Paläo-Canyon sind hier nicht mehr zu identifizieren; rot = rezenter Meeresboden; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Die seismische *Arbitrary Line L* (siehe Abbildung 35 und 45) ist parallel zum Verlauf des subrezent bis rezenten Canyons. Sie zeigt die restlichen 28 Kilometer des Fishtown-Canyons, das stärkere Gefälle des Canyonverlaufs sowie den starken Schlammdiapirismus im südwestlichen Bereich des Canyons. Die seismische Diskordanz wird hier aufgrund der Hebung erodiert und ist nicht weiter zu identifizieren. Der Meeresboden wird jedoch, wie auch schon aus Seismiklinie E (siehe Abbildung 41) ersichtlich, nicht sichtbar durch die Diapire angehoben. Die Hebung des Meeresbodens wird auch hier durch die Aktivität des Canyons erodiert.

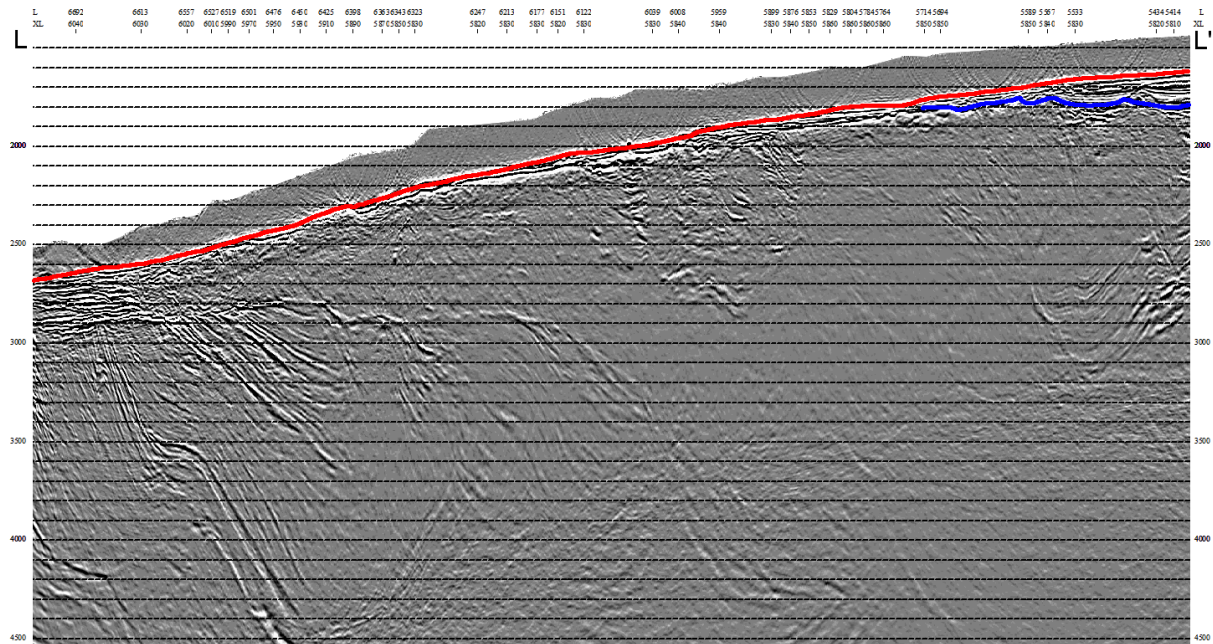


Abbildung 45: Seismiklinie L (Arbitrary Line parallel zum Canyonverlauf); Anmerkung: Zu erkennen ist der Anstieg des Gefälles des Meeresbodens innerhalb des Canyonverlaufs; die seismische Diskordanz wurde durch den Aufstieg der Schlammdiapire angehoben und erodiert; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 35

Der exakte Verlauf des rezenten und älteren Einschnitts des Fishtown-Canyons wird in Abbildung 46 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass sich die Breite des älteren Einschnitts des Canyons zunächst Richtung Südwesten immer weiter erhöht, bis sie auf Höhe der *Inline* 4.600 das Maximum erreicht und anschließend kontinuierlich schmaler wird, bis der ältere Einschnitt schließlich auf Höhe der *Inline* 6.000 nicht mehr zu sehen ist. Das Verschwinden des älteren Einschnitts im Südwesten ist eine Folge des steiler werdenden unteren Kontinentalhangs und des tieferen Einschneidens des Canyons. Der Sedimenttransport hat sich hier auf einen kleineren Bereich konzentriert. Der rezente Einschnitt des Fishtown-Canyons zeigt eine nicht so starke Varianz in seiner Breite und bleibt über den gesamten Verlauf relativ konstant.

Die *RMS (Root Mean Square) Amplitude*-Attributanalyse des Meeresbodens zeigt zudem die Verteilung und Lage der *Pockmarks* und *Mud Volcanoes* in der unmittelbaren Umgebung des Canyons (siehe Abbildung 46). Auffällig ist, dass keine *Pockmarks* innerhalb des Canyonverlaufs auftreten. Dies spricht ebenfalls für eine rezente Aktivität des Fishtown-Canyons. Auf die Verbindung der *Pockmarks* mit dem Canyon wird in Kapitel 10 eingegangen.

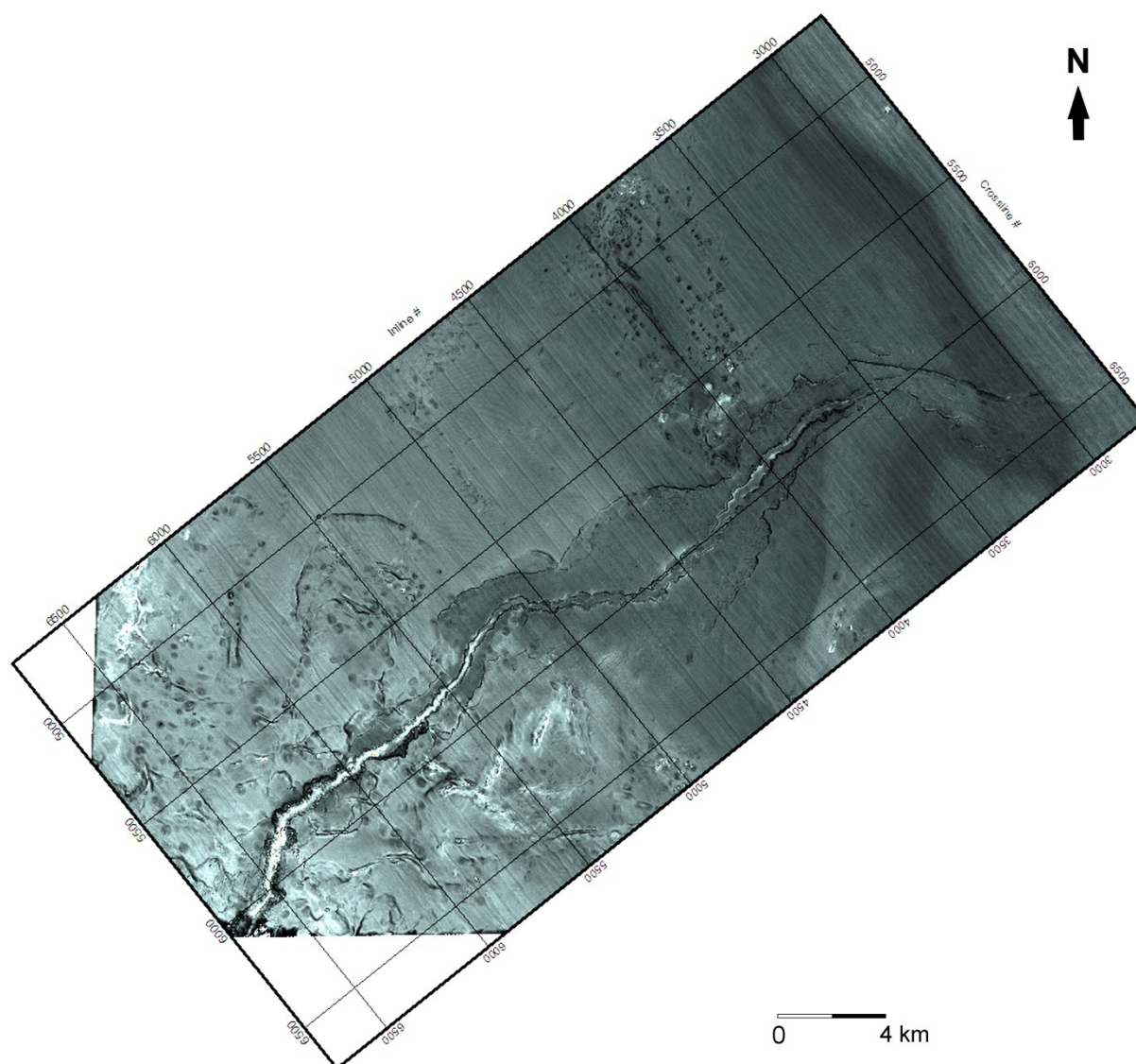


Abbildung 46: Die RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens innerhalb des Untersuchungsgebiets A zeigt den exakten Verlauf beider Einschnitte des Fishtown-Canyons; Anmerkung: Zudem sind Pockmarks und Störungen im Bereich um den Canyon zu erkennen (siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 2 und 3).

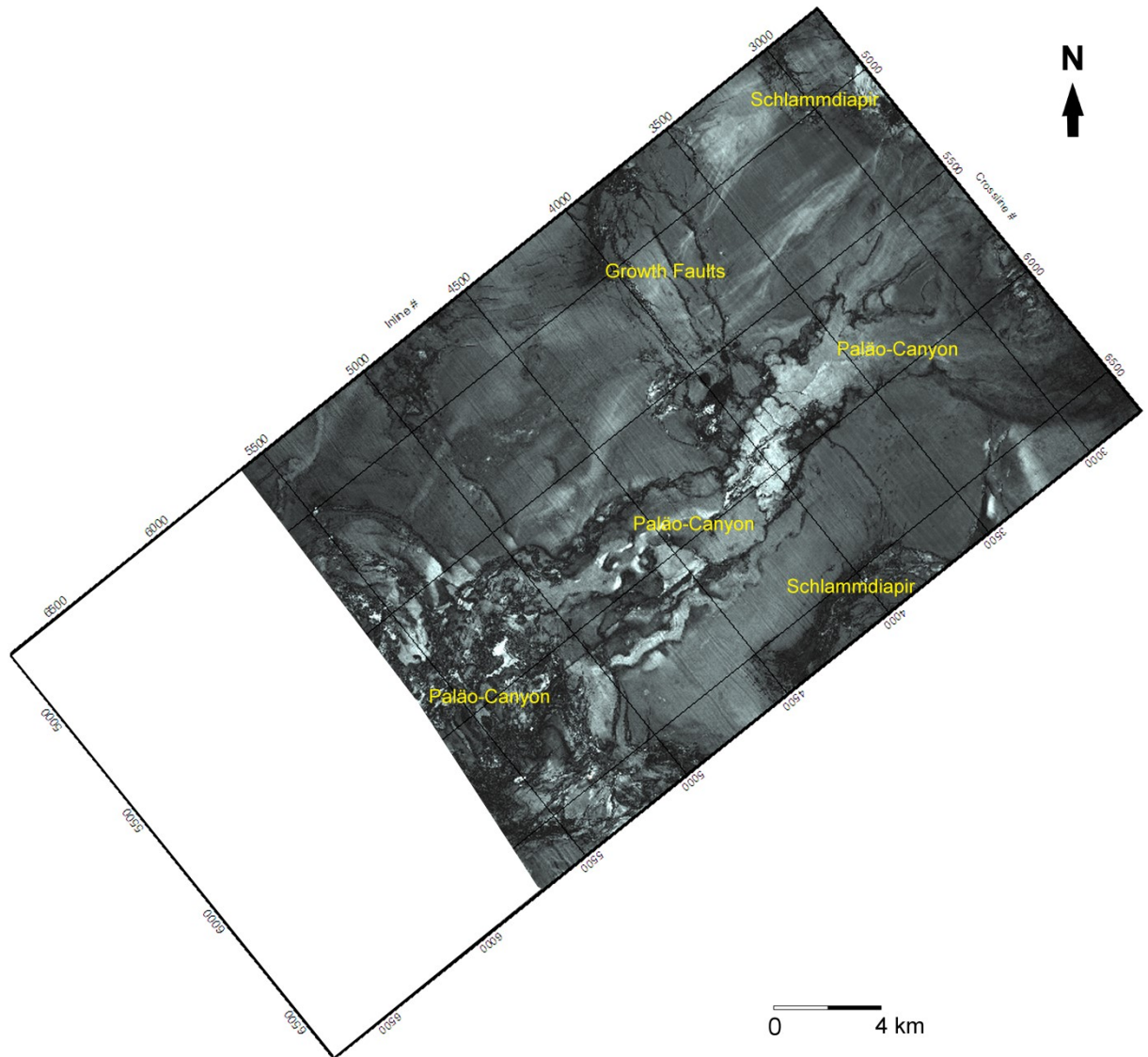


Abbildung 47: Die RMS Amplitude-Attributkarte der seismischen Diskordanz innerhalb des Untersuchungsgebiets A zeigt den ungefähren Verlauf des pleistozänen Palão-Canyons; Anmerkung: Die Geometrie ist nahezu deckungsgleich mit der des älteren Einschnitts des subrezent bis rezenten Canyons; zudem sind die Nebenarme sowie die angrenzenden Schlammdiapirzonen zu erkennen (siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 4 und 5).

Auf Abbildung 46 ist zudem die deutliche Änderung des Verlaufs des ansonsten gerade verlaufenden Fishtown-Canyons zu beobachten (in etwa zwischen *Crossline* 4.500 und 5.000 sowie 6.000 und 6.500). Diese Richtungsänderung des Canyons ist auf die translationale Zone (*Mud Diapir Province*) und die damit verbundenen Blattverschiebungen zurückzuführen, welche sich Richtung Nordwesten bewegen.

Der pleistozäne Palão-Canyon befindet sich im gleichen Bereich des Kontinentalhangs, hat eine ähnliche Orientierung und schnitt wie der subrezente bis rezente Canyon in die Sedimente der Agbada-Formation (vergleiche Abbildung 46 und 47). Dies lässt

den Schluss zu, dass der pleistozäne Canyon ebenfalls durch den Niger mit Sedimenten gespeist wurde. Er gehört wie der subrezente bis rezente Canyon zu den radial um die konvexe Küstenlinie angeordneten, submarinen Canyons. Die Ausmaße des wahrscheinlich aus dem Pleistozän stammenden Canyons sind wesentlich größer als die des subrezentens bis rezenten Nachfolgers. Dies ist schon durch die Muldenbildung auf dem rezenten Meeresboden erkenntlich, zeigt sich aber nochmals deutlicher auf der Strukturkarte des Reflexionshorizonts der seismischen Diskordanz (siehe Abbildung 36). Die größeren Ausmaße des Paläo-Canyons gegenüber dem subrezentens bis rezenten Canyon deuten auf höhere Sedimentationsraten des Nigers während des Pleistozäns hin.

Der Hauptteil des durch Erosion des pleistozänen Canyons verformten Sedimentkörpers befindet sich zwischen den *Crosslines* 5.500 und 6.500 und ist an dem schnellen Anstieg der *Two-Way-Time* an seinen steilen Flanken zu erkennen. Dieser Bereich ist aber wesentlich größer als der Einschnitt des letzten Verlaufs des pleistozänen Canyons selbst und spiegelt auch nicht seine exakte Orientierung wider. Die Ausmaße dieses Bereichs hängen von unterschiedlichen Faktoren ab. Wie tief schneidet der Canyon in die Formation? Wie widerstandsfähig ist der Sedimentkörper? Wie breit ist der Canyon? Wie ist der Verlauf des Canyons? Die beiden letzten Faktoren sind auf einem *Horizonslice* bei 19 Millisekunden unter der seismischen Diskordanz als Bezugsebene ersichtlich (siehe Abbildung 48). Dies liegt daran, dass wenige Millisekunden unterhalb der seismischen Diskordanz, welche den pleistozänen Canyon abdeckt, ein weiterer parallel gelagerter Horizont folgt. Der parallele *Horizonslice* bildet diesen Horizont ab, außer da, wo er durch Verwerfungen oder Erosion gestört wird. Die Störungen sind an hellen Lineamenten zu erkennen und die erodierten Bereiche zeigen variierende Reflexionsmuster.

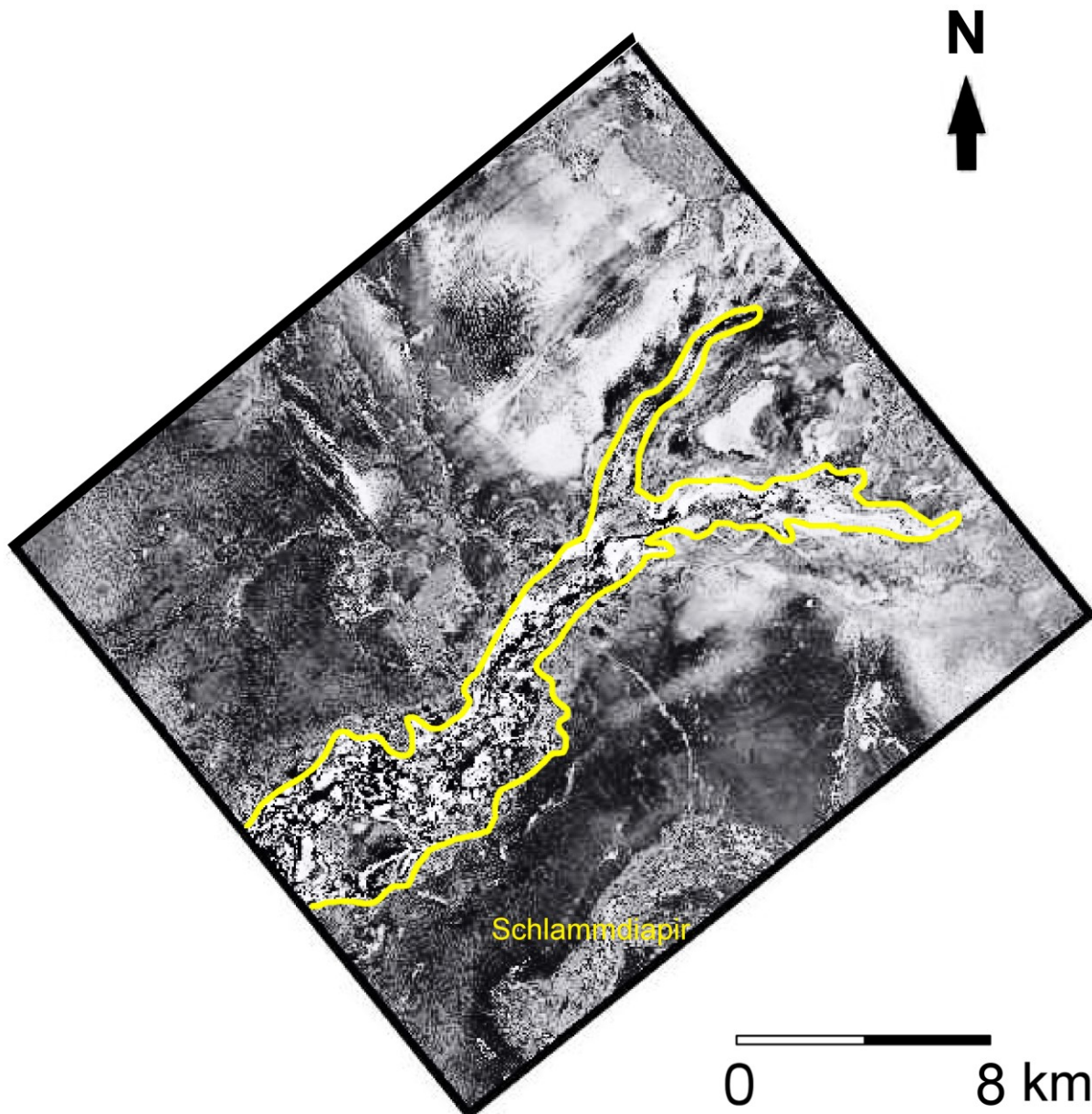


Abbildung 48: Ausschnitt aus Horizontslice bei 19 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz; Anmerkung: Im zentralen Bereich (in gelb markiert) ist der ungefähre Einflussbereich des pleistozänen Canyons zu erkennen; die hellen Lineamente sind Störungen.

Der Verlauf des pleistozänen Paläo-Canyons ist in Abbildung 47 und 48 zu erkennen. Anfangs verläuft er im Nordosten des *Seismic Survey* in zwei Canyonarmen in Richtung Südwesten. Der kleinere, nördliche Arm mit einer Länge von etwa zehn Kilometern verläuft relativ gerade. Er ist an seinem relativ glatten Reflexionsmuster nur kurz unterhalb der Referenzebene zu erkennen, da er nur flach in die Agbada-Formation einschneidet. Der größere, südliche Arm des Canyons tritt bei *Crossline* 6.300 im Nordosten in den *Seismic Survey* ein. Nach etwa 3,5 Kilometern ändert er seine Orientierung von Südwest nach West. Die westliche Orientierung behält er noch weitere 6,5 Kilometer bei, bis er mit einer weiteren

Verlaufsänderung zurück auf die ursprüngliche, südwestliche Orientierung schwenkt. Dieser Verlauf ist auf einem *Horizonslice* bei 64 Millisekunden unterhalb der Bezugsebene der seismischen Diskordanz zu erkennen (siehe Abbildung 49).

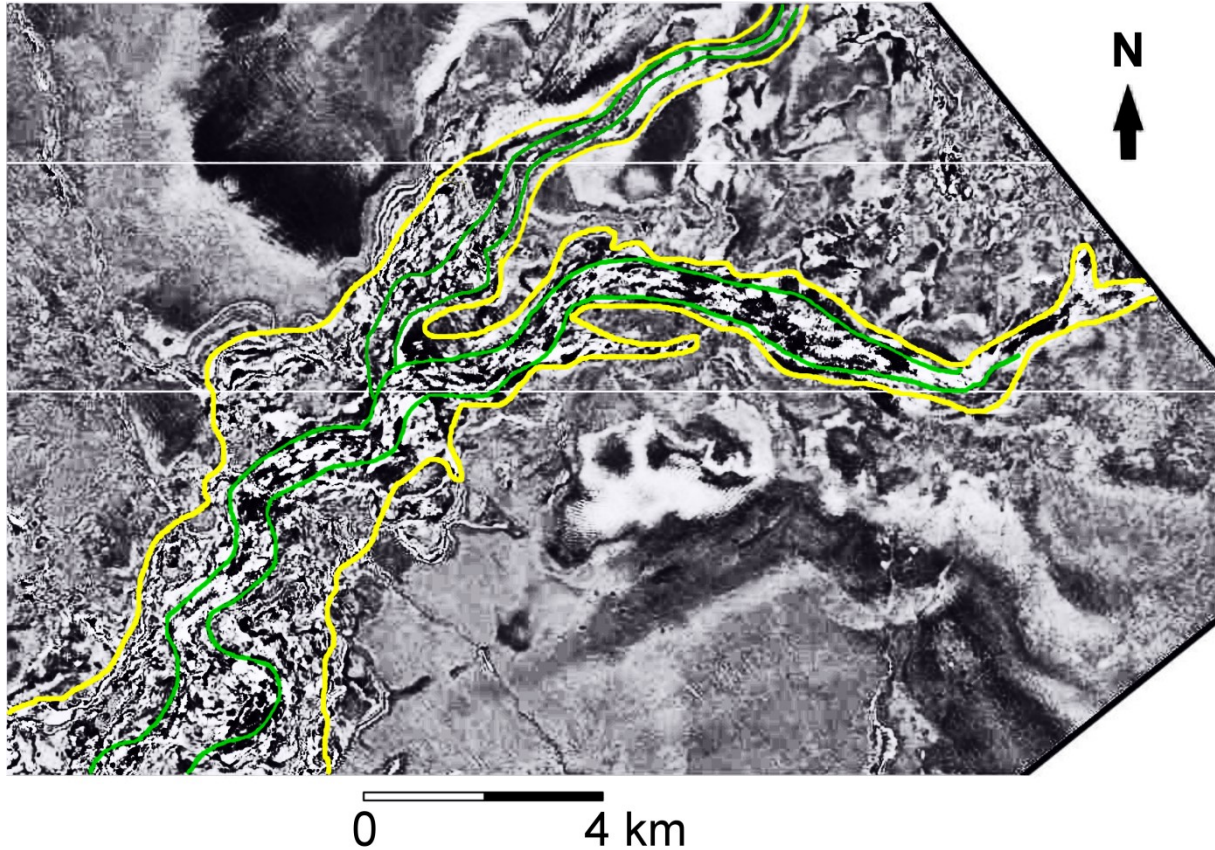


Abbildung 49: Ausschnitt aus Horizonslice bei 64 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz; Verlauf des südlichen Arms des letzten Verlaufs des pleistozänen Canyons im nordöstlichen Bereich des Untersuchungsgebiets A; Anmerkung: Der pleistozäne Canyon zeigt auf den ersten 12,5 Kilometer einen geraden, dann einen gewundenen Verlauf; gelb markiert ist der ungefähre Einflussbereich des Canyons mit Nebenarmen und Levees, in grün der ungefähre Canyonverlauf.

In Richtung Westen beginnt der Paläo-Canyon nach weiteren 2,5 Kilometern eine gewundene Morphologie auszubilden. Dies erklärt auch die Vergrößerung der Ausmaße des von ihm beeinflussten Bereichs. In etwa auf Höhe der *Inline* 3.600 verbinden sich die zwei Arme zu einem gewundenen Einschnitt. Dieser Einschnitt hat für weitere sieben Kilometer ein relativ enges Verlaufsmuster und somit einen kleineren Einflussbereich. Dies liegt vermutlich an dem Einfluss durch die nordwestlich und südöstlich angrenzenden Bereiche mit erhöhtem Schlammdiapirismus. Ab etwa der Höhe von *Inline* 4.100 beginnt der Verlauf des pleistozänen Canyons wesentlich breiter zu werden und in ein gewundenes Muster mit großen Schlingen überzugehen. Auf Höhe der *Inline* 4.300 beginnt der stark erosive Bereich mit den tiefsten Einschnitten des Paläo-Canyons, welcher bis heute als Mulde im Meeresboden zu

104

sehen ist. Innerhalb dieses Bereichs gingen von dem pleistozänen Canyon weitere kleinere Nebenarme ab. Der genaue Verlauf im südlichen Bereich ist aufgrund seines flachen Einschnitts auf einem *Horizonslice* bei 31 Millisekunden unterhalb der Bezugsebene der seismischen Diskordanz zu erkennen (siehe Abbildung 50).

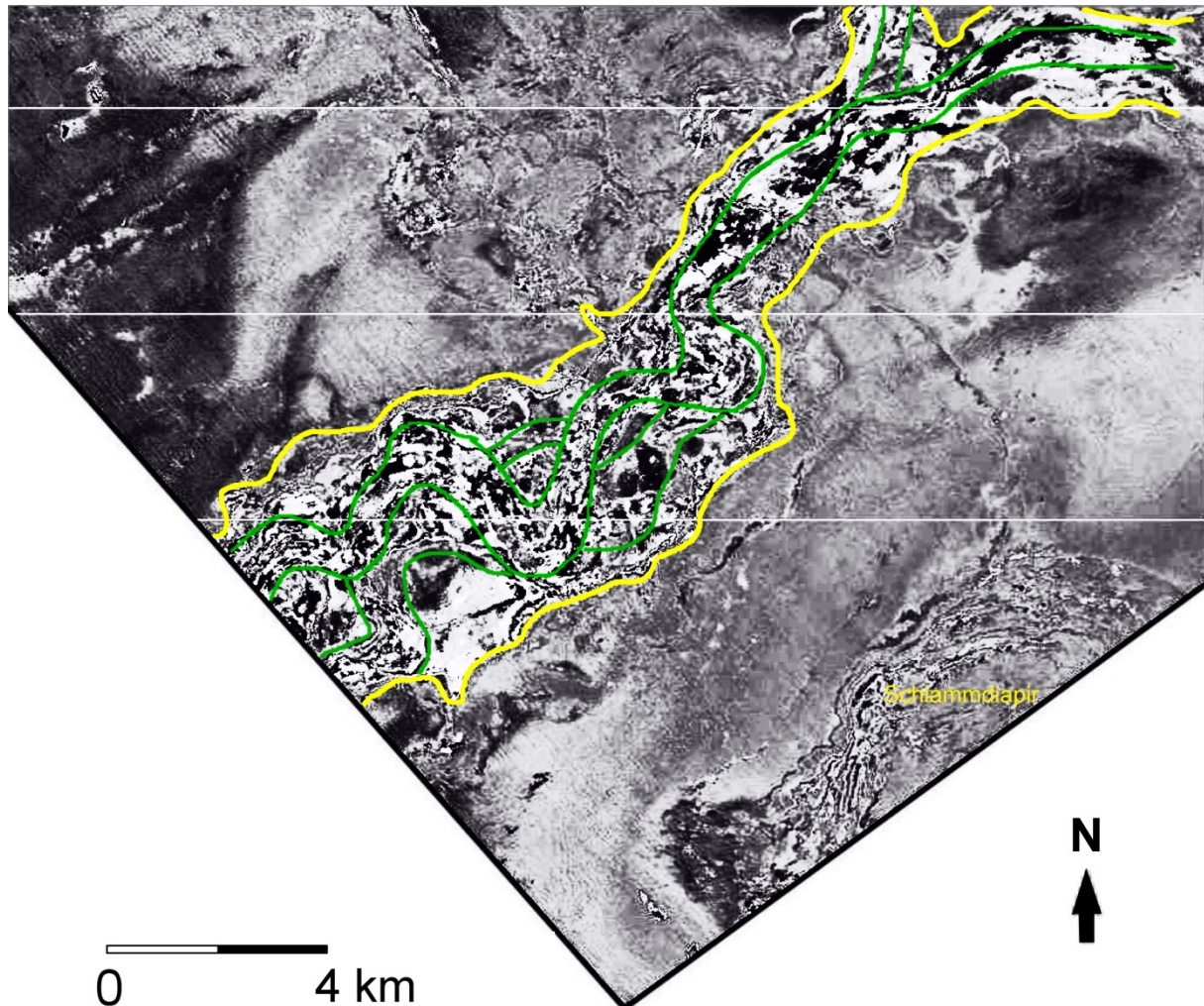


Abbildung 50: Ausschnitt aus Horizonslice bei 31 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz; letzter Verlauf des pleistozänen Canyons im südöstlichen Bereich des Untersuchungsgebiets A; Anmerkung: Im Südosten ist ein großer halbkreisförmiger Bereich mit Schlammdiapirismus zu sehen; gelb markiert ist der ungefähre Einflussbereich des Canyons mit Nebenarmen und Levees, in grün der ungefähre Canyonverlauf.

Die vielen halbringförmigen, variierenden Reflexionsmuster (analog zu Flussschlingen) lassen vermuten, dass der pleistozäne Canyon oft sein Bett innerhalb seines Einflussbereichs gewechselt hat. Aufgrund seiner gewundenen Morphologie erreicht er eine Länge von mindestens 39 Kilometern innerhalb des *Seismic Survey*. Der Verlauf des pleistozänen Canyons wurde während seiner aktiven Phase durch den Schlammdiapirismus der *Mud Diapir Province (Diapir Belt)* im submarinen Nigerdelta beeinflusst (siehe

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

Abbildung 7). Zudem deutet der gewundene Verlauf des pleistozänen Canyons auf ein geringeres Gefälle als bei dem gerade verlaufenden rezenten Fishtown-Canyon und somit auf eine Lage auf dem Kontinentalschelf, was mit dem pleistozänen Verlauf der Küstenlinie übereinstimmt und einen fluiviatilen Ursprung nahelegt (siehe Abbildung 11). Der pleistozäne Canyon wird in Richtung Südwesten auf Höhe *Inline* 5.600 deutlich schmaler und der weitere Verlauf ist durch den starken Schlammdiapirismus und den stärkeren tektonischen Einfluss der Charcot-Transformstörung nicht mehr zu identifizieren (siehe Abbildung 36 und 47).

Die relativ unscharfen Konturen, im Gegensatz zum subrezenten bis rezenten Fishtown-Canyon, sind auf den geringeren Impedanzkontrast durch die Verfüllung des pleistozänen Canyons mit Sedimenten zurückzuführen. Ein weiterer Grund ist die nachträgliche Deformation des pleistozänen Canyons aufgrund des Schlammdiapirismus und der damit verbundenen Störungen (siehe Lineamente in Abbildung 48). In Abbildung 51 und 52 sind die durch Schlammdiapirismus beeinflussten Bereiche zu identifizieren.

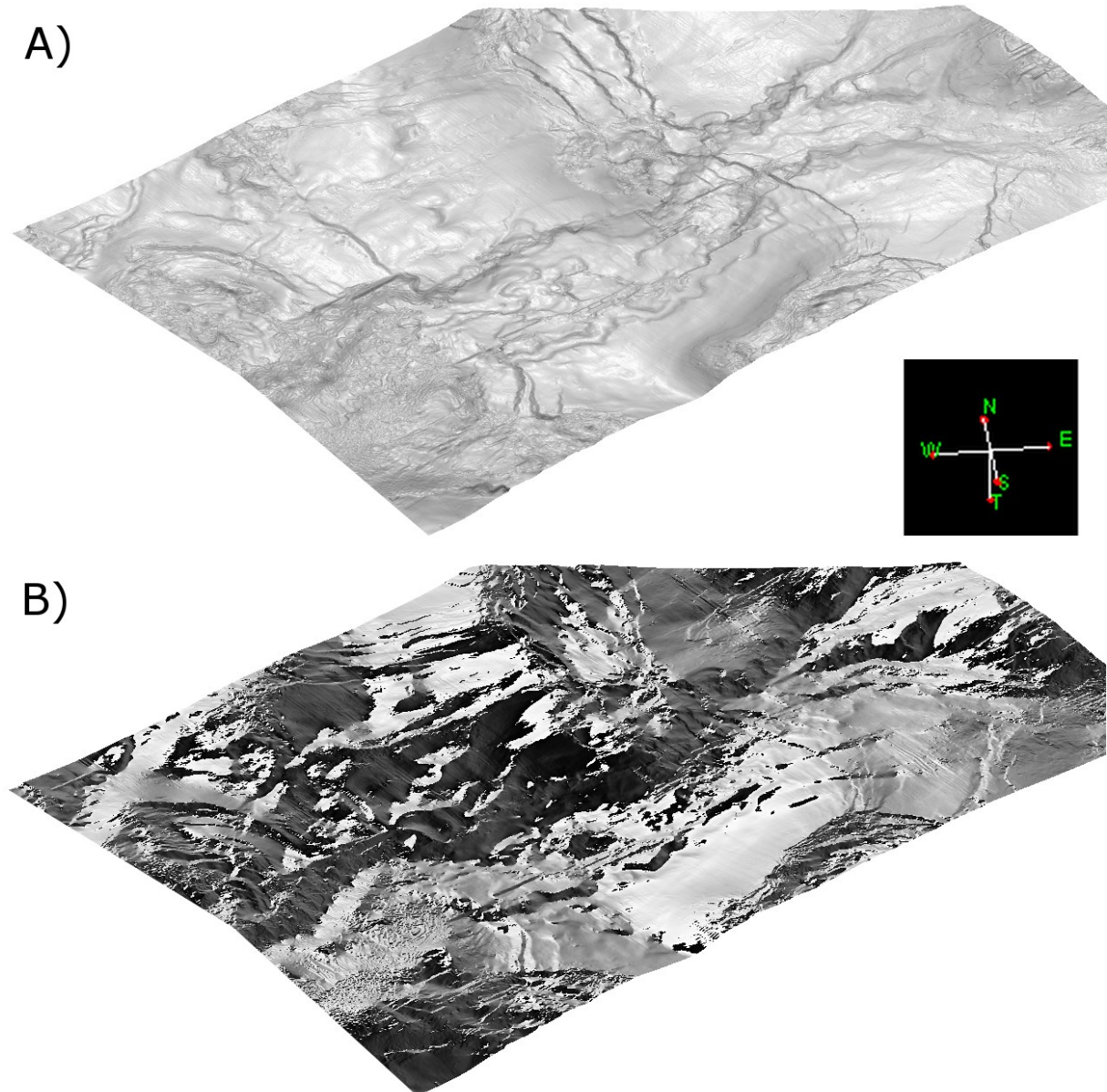


Abbildung 51: 3D-Ansichten des Reflexionshorizonts der seismischen Diskordanz innerhalb des Untersuchungsgebiets
A; A: seismische Diskordanz mit Dip Curvature-Attribut; B: seismische Diskordanz mit Dip Azimuth-Attribut; Skala A: 0 bis 28 Grad; Skala B: -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß)

Der pleistozäne Canyon wird durch vier Bereiche mit Schlammdiapirismus beeinflusst. Im nordöstlichsten Bereich um *Crossline* 6.000 ist eine Erhebung mit niedrigen *Two-Way-Times* auszumachen. Im Verlauf der *Inlines* von dieser Erhebung aus nach Nordwesten befindet sich zwischen den *Crosslines* 4.500 und 5.300 eine weitere Erhebung mit niedrigen *Two-Way-Times*. Zwei weitere Erhebungen im Reflexionshorizont der seismischen Diskordanz sind auf den Abbildungen 36 und 51 zwischen den *Inlines* 3.300 und 4.200 zu erkennen. Die Erste im südöstlichen Bereich des *Seismic Survey* und die Zweite im Zentrum. Diese vier Bereiche stellen Schlammdiapirizonen dar, in welchen durch Aufstieg der

Akata-Formation die seismische Diskordanz gehoben und verformt wurde. Dabei entstanden auch die charakteristischen, radialen Störungen in den hangenden Schichten oberhalb der Schlammdiapire, anhand dieser die Diapire auch zu erkennen sind (siehe Abbildung 47).

Befindet sich ein aufsteigender Schlammdiapir noch in großen Teufen und hat mächtige Sedimentlagen über sich, bilden sich über seinem Zentrum zunächst senkenartige Strukturen. Diese entstehen aus dem dort vorherrschenden Extensionsregime und den daraus folgenden, radialen Abschiebungen. Dies ist eine Begründung, weshalb der Bereich innerhalb der *Inlines* 3.700 und 4.100 und der *Crosslines* 4.900 und 5.700 trotz der fehlenden Erhebung und wegen der relativen Senken im Reflexionshorizont der seismischen Diskordanz ebenfalls zur Schlammdiapirzone gehört. Zur eindeutigen Identifizierung der Schlammdiapire wurde ein *Timeslice* bei 1.485 Millisekunden herangezogen, auf dem die vier Zonen anhand ringförmiger Strukturen mit geringem Reflexionsmuster zu sehen sind (siehe Abbildung 52).

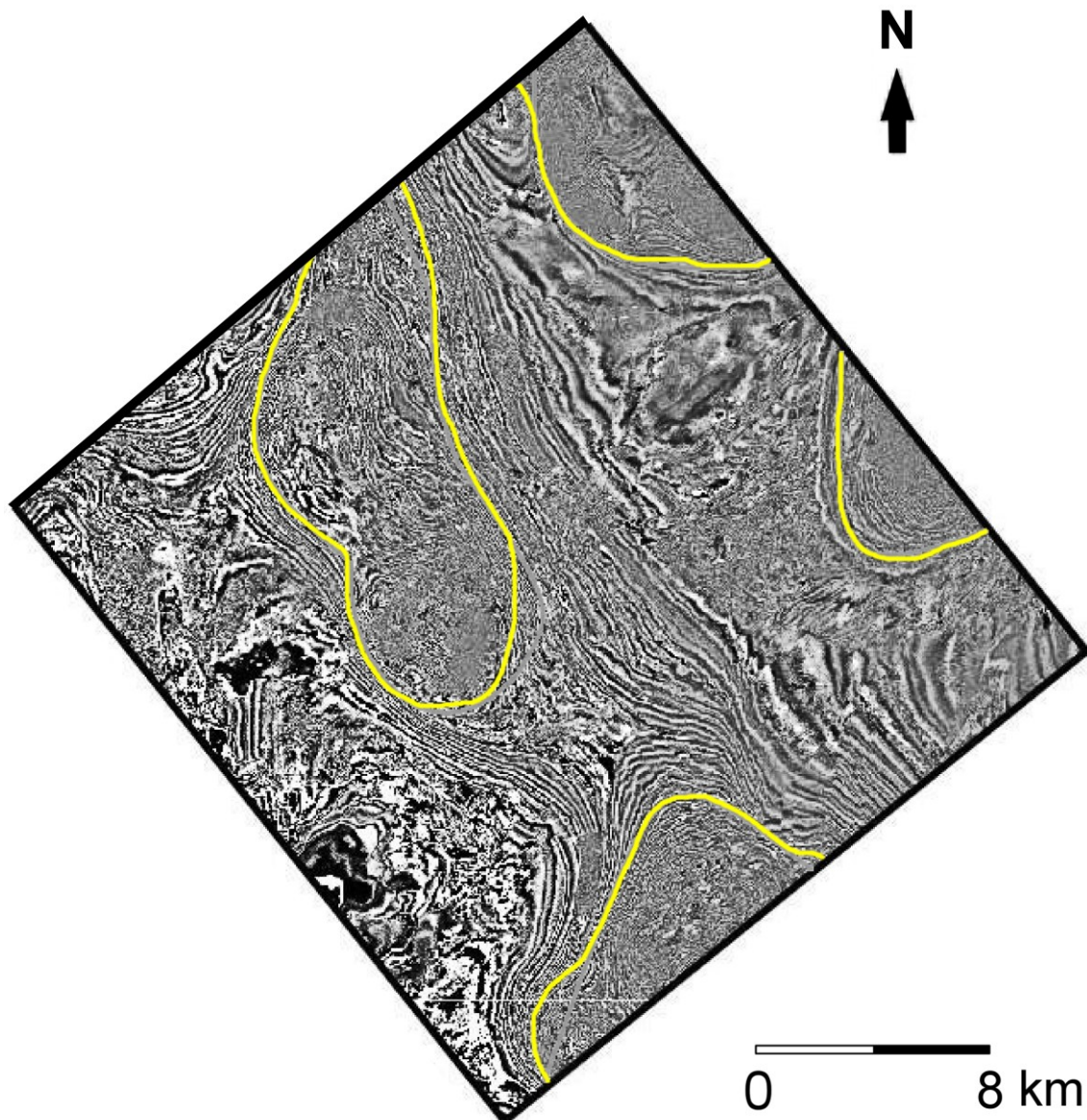


Abbildung 52: Ausschnitt aus Timeslice bei 1.485 Millisekunden TWT; Anmerkung: Gelb markiert sind die Zonen des Schlammdiapirismus.

Die nordöstliche Schlammdiapirzone (siehe Abbildung 52) um die *Crossline* 6.000 trennt den Verlauf des pleistozänen Canyons in die zwei Arme, welche zu den Ausgangspunkten des Canyons führen. Der Ausgangspunkt des kleineren, nördlichen Nebenarms ist in Seismiklinie F (siehe Abbildung 36 und 53) zwischen den zwei nordöstlich gelegenen Schlammdiapirzonen zu erkennen. Die Ausrichtung des Ausgangspunkts ist Nordosten, senkrecht zur ehemaligen Schelfkante und somit in der charakteristischen Orientierung submariner Canyons. Dazu weist dieser Ausgangspunkt dieselbe Morphologie wie der Ausgangspunkt des subrezent bis rezenten Fishtown-Canyons auf. Daraus lässt sich

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

schließen, dass seine Bildungsprozesse ebenfalls den gravitativen Massenbewegungen auf dem Kontinentallhang entstammen.

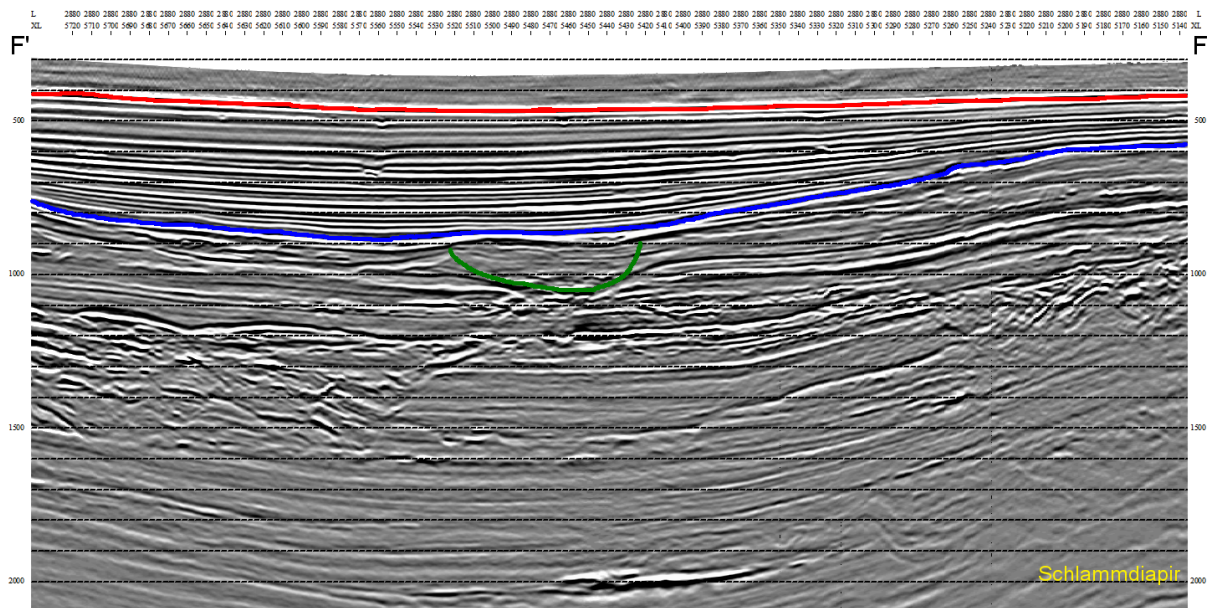


Abbildung 53: Seismiklinie F (Ausschnitt aus Inline 2.880); rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; grün = Basis pleistozäner Canyons; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 36

Über die Lage des Ausgangspunkts und die Herkunft des größeren, südlichen Hauptarms kann keine genaue Aussage getroffen werden, da er außerhalb des Untersuchungsgebiets liegt. Jedoch lassen die Lage des Kontinentalschelfs im Pleistozän (siehe Abbildung 11) und die in Seismiklinie G zu sehenden Ausmaße von etwa 250 Millisekunden Mächtigkeit (in TWT; 212,5 Meter) an verfüllenden Sedimenten und einer Breite von etwa 1.250 Meter vermuten, dass seine Herkunft aus einem fluviatil entstandenen *Channel* auf dem Kontinentalschelf stammt (siehe Abbildung 36 und 54). Die abnormal nach Südosten verkippte seismische Diskordanz oberhalb des pleistozänen Canyons in Seismiklinie F gibt darüber Aufschluss, dass der Schlammdiapir nordwestlich davon auch nach der Verfüllung des Canyons weiter aufgestiegen ist.

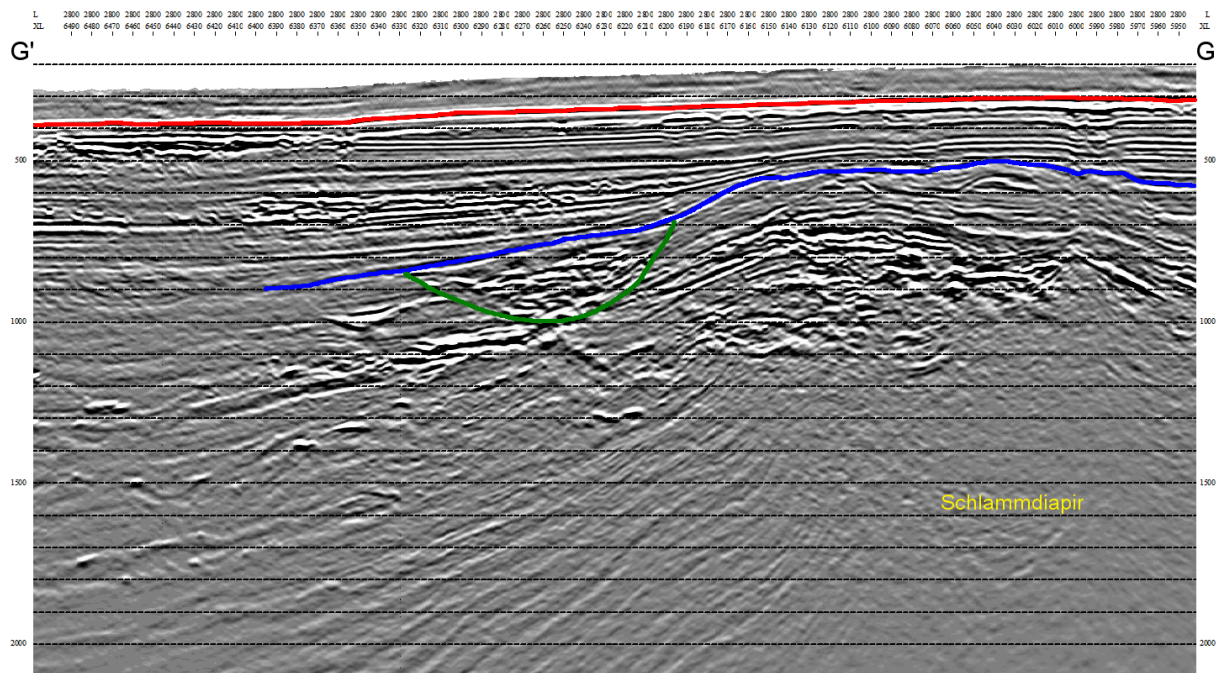


Abbildung 54: Seismiklinie G (Ausschnitt aus Inline 2.800); südlicher Canyonarm mit Schlamm diapir; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; grün = Basis pleistozäner Canyon; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 36

Die Theorie der Herkunft aus einem fluviatil entstandenen *Channel* am Kontinentalschelf wird unterstützt von dem wahrscheinlichen Zeitpunkt der Entstehung des pleistozänen Canyons. Wahrscheinlich entstand dieser im Jungpleistozän während der letzten glazialen Phase und hatte seine höchste Aktivität im Hochglazial. Darauf lässt die Verbindung des Top des pleistozänen Canyons mit der seismischen Diskordanz schließen. Diese wird durch einen starken Reflexionshorizont gebildet, welcher auf einen eindeutigen Impedanzkontrast hinweist und somit auf einen Wechsel der Ablagerungsbedingungen. Dieser Wechsel spiegelt vermutlich den Beginn der posthochglazialen Transgression oder den Übergang von der Transgressionsphase zur holozänen, höchsten Meeresspiegelphase wider. Dafür spricht, dass es keine Einschnitte in die seismische Diskordanz durch jüngere erosive Ereignisse, zum Beispiel durch einen jüngeren Canyon, als den untersuchten pleistozänen Canyons gibt (siehe Abbildung 47). Ein weiterer Hinweis für das junge Alter ist die geringe Teufe in einem Delta mit nachweislich sehr hohen Sedimentationsraten. Der Paläo-Canyon kann zudem frühestens seit dem Jung (Tarantium) - bis Mittelpleistozän (Ionium) aktiv gewesen sein, da er die Sequenzgrenze Top Calabrium (Altpleistozän) erodiert hat (siehe Kapitel 9).

8. Visualisierung und Interpretation der submarinen Canyons

Seismiklinie H (siehe Abbildung 36 und 55) zeigt das geometrische Verhältnis zwischen dem letzten Verlauf des pleistozänen Canyons und dem durch Erosion des Canyons beeinflussten Bereich. Der Einflussbereich hat eine Breite von etwa 1,8 Kilometern. Jedoch ist dabei zu beachten, dass das Profil an der schmalsten Stelle des Canyons liegt. Die Mächtigkeit (in TWT) liegt bei etwa 200 Millisekunden (170 Meter), der genaue Wert ist aufgrund einer großen Störung schwer zu ermitteln. Die Breite des pleistozänen Canyons liegt bei etwa 1.000 Meter und seine verfüllte Mächtigkeit (in TWT) bei 200 Millisekunden (170 Meter).

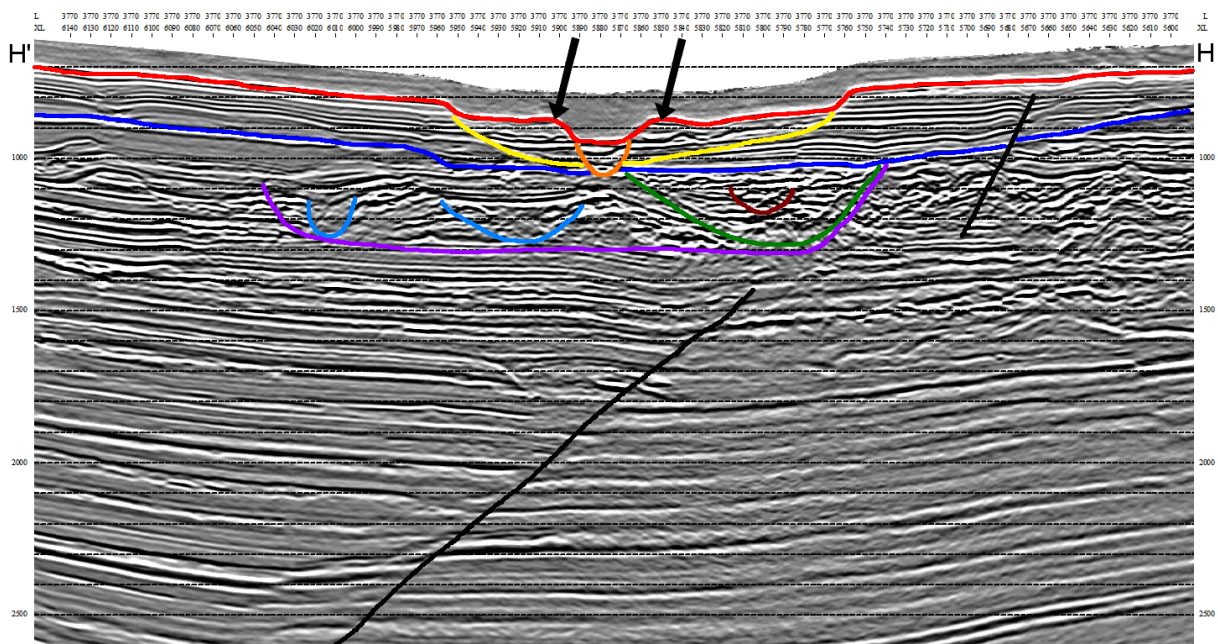


Abbildung 55: Seismiklinie H (Ausschnitt aus Inline 3.770); Schnitt an der schmalsten Breite des Canyons; Anmerkung: Pfeile zeigen die Levees; In schwarz ist eine Störung markiert; rot = rezentier Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; gelb = Basis älterer Einschnitt; orange = Basis jüngerer Einschnitt; grün = Basis pleistozäner Canyon; hellblau = Nebenarme des pleistozänen Canyons, violett = Einflussbereich des pleistozänen Canyons; braun = jüngere Reaktivierung des pleistozänen Canyons, Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 36

Seismiklinie I (siehe Abbildung 36 und 56) liegt im Scheitelpunkt einer nach Nordwesten gerichteten Canyonschlinge, welche einen mäandrierenden Verlauf besitzt. Die Abbildung zeigt, dass der Prallhang des letzten Verlaufs des pleistozänen Canyons ganz am südöstlichen Rand des beeinflussten Bereichs liegt und dieser somit größer wird. Zudem sind ältere Canyonverläufe innerhalb der Schlingen, nordwestlich des Gleithangs, zu sehen. Dies lässt darauf schließen, dass der pleistozäne Canyon sich analog zu einem subaerischen, mäandrierenden Fluss entwickelt hat. Die Breite des letzten Verlaufs beträgt etwa 1.600 Meter und die Mächtigkeit (in TWT) etwa 230 Millisekunden (195,5 Meter). Die Breite des Einflussbereichs liegt etwa bei 4,8 Kilometern im unteren Canyonverlauf im Gegensatz zu 112

den 1,8 Kilometern in Seismiklinie H (siehe Abbildung 55). Dies verdeutlicht das breit gewundene Verlaufsmuster des Canyons. Interessant ist ebenfalls die Keilform des beeinflussten Bereichs. Der Keil dieses Einflussbereichs nimmt von Nordwesten von 150 Millisekunden (127,5 Meter) nach Südosten auf 250 Millisekunden an Mächtigkeit (in TWT; 212,5 Meter) zu (siehe Abbildung 56). Das Gleiche lässt sich weiter südlich in Seismiklinie J aus Abbildung 43 erkennen, wo die Mächtigkeit sogar über 250 Millisekunden (212,5 Meter) ansteigt.

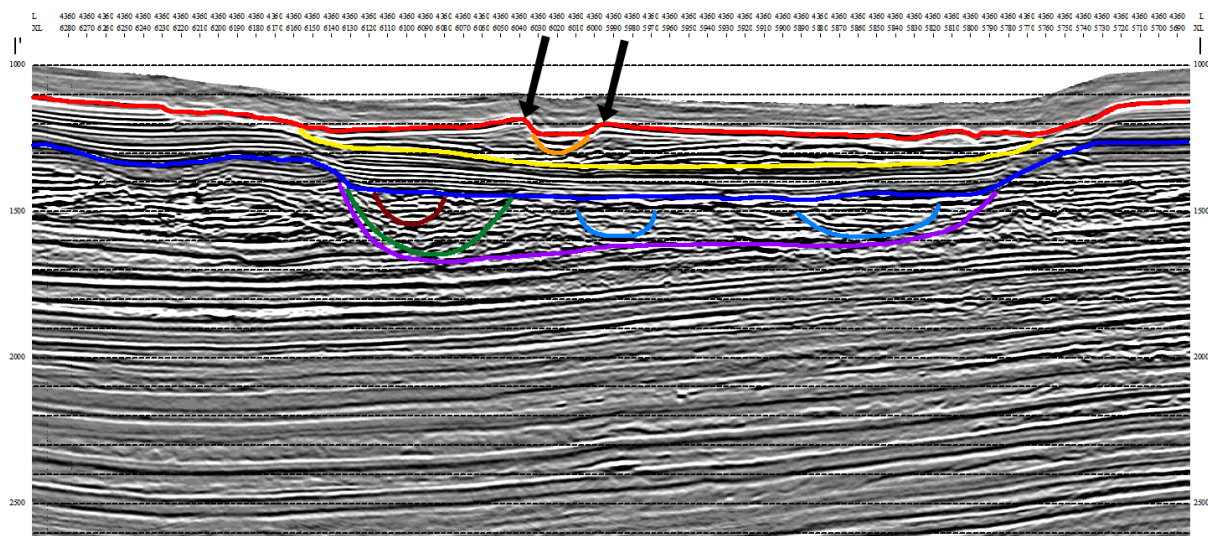


Abbildung 56: Seismiklinie I (Ausschnitt aus Inline 4.360); Anmerkung: Pfeile zeigen die Levees; rot = rezenter Meeresboden; blau = seismische Diskordanz; gelb = Basis älterer Einschnitt; orange = Basis jüngerer Einschnitt; grün = Basis pleistozäner Canyon; hellblau = Nebenarme des pleistozänen Canyons; violett = Einflussbereich des pleistozänen Canyons; braun = jüngere Reaktivierung des pleistozänen Canyons; Skala in Millisekunden TWT; Lage des Profils in Abbildung 36

Abbildung 47 zeigt den ungefähren Verlauf des pleistozänen Paläo-Canyons in einer *RMS Amplitude*-Attributkarte der seismischen Diskordanz. Auch hier ist zu erkennen, dass die Geometrie des Paläo-Canyons der des subrezent bis rezenten Canyons sehr ähnelt, insbesondere der des älteren, breiteren Einschnitts. Daraus lässt sich schließen, dass beide Canyons eng miteinander in Verbindung stehen und möglicherweise als ein Canyon anzusehen sind. Es liegt die Vermutung nahe, dass der Fishtown-Canyon schon während des Pleistozäns aktiv gewesen ist und sich im Laufe der Zeit die Zubringer der Sedimente und die Sedimentationsrate des Nigers veränderte, der Canyon somit inaktiv und mit Sedimenten teilweise verfüllt wurde. Im Holozän änderte sich die Sedimentation des Nigers wieder in Richtung Fishtown-Canyon und der ältere Einschnitt des rezenten Canyons wurde aktiv und folgte dem bestehenden Bett des Paläo-Canyons. Bei dem älteren Einschnitt des rezenten

Canyons handelt es sich folglich um eine Aufarbeitung des Einflussbereichs des verfüllten Paläo-Canyons. Die kurze Reaktivierung (analog zu der des jüngeren Einschnitts des rezenten Canyons) und die Nebenarme des pleistozänen Paläo-Canyons sprechen ebenso für eine Änderung der Sedimentzubringer und der kurzzeitigen Inaktivität des Fishtown-Canyons (vergleiche Abbildung 46 und 47 sowie die seismischen Profile).

Der Anstieg der Mächtigkeit des Einflussbereichs des Paläo-Canyons lässt zudem vermuten, dass der pleistozäne Canyon mit der Zeit gewachsen ist und die Transportprozesse innerhalb des Canyons stärker wurden, bis sie relativ schnell endeten und den letzten Canyonbereich verfüllten. Eine solche Entwicklung passt zur sequenzstratigraphischen Abfolge des Nigerdeltas im Pleistozän und Holozän. Die glazialeustatisch-bedingte Regression in der pleistozänen Eiszeit ließ den Meeresspiegel im Nigerdelta nahe an die Schelfkante absinken und gemeinsam mit der hohen Sedimentationsrate die Canyonaktivität ansteigen. Mit der Transgression in der posthochglazialen Zeit am Ende des Pleistozäns nahm die Energie der Transportprozesse schnell wieder ab. Verbunden mit dem allgemein hohen Sedimenteintrag im Nigerdelta-Becken wurde der letzte Verlauf des pleistozänen Paläo-Canyons und der *Channels* auf dem Kontinentalschelf inaktiv. Die Sedimentationsrate überstieg die Erosionsrate. Daraus resultierend erfolgte die Verfüllung des pleistozänen Canyons während der Transgression. Somit bildet die seismische Diskordanz den Übergang von einem *Transgressive Systems Tract* zu einem *Highstand Systems Tract* im Golf von Guinea.

Dies wird unterstützt durch das Auftreten des reflexionsschwachen Horizonts unterhalb der seismischen Diskordanz in den Bereichen außerhalb des pleistozänen Canyons und seines Einflussbereichs. Dieser Bereich wird als Ton- und Siltablagerung interpretiert, welche als pelagische oder hemipelagische Sedimentation am Kontinentalhang während der Transgression erfolgte (siehe unter anderem Abbildung 38 und 39). Das Hauptablagerungsgebiet befand sich zu dieser Zeit auf dem Kontinentalschelf des Nigerdeltas. Dies würde ebenfalls die geringe Mächtigkeit, das Fehlen aufgrund zu hoher Bewegungsenergie im Einflussbereich des pleistozänen Canyons und die vereinzelt eingeschalteten, stärkeren Reflexionshorizonte als Sandeinschaltungen des reflexionsschwachen Horizonts erklären. Dass die Transportprozesse nicht völlig abrupt endeten, sondern nur in geologischer Zeitrechnung schnell ihre Intensität veränderten, zeigt

die kurze Reaktivierung, zu erkennen an den geringen Ausmaßen des letzten Verlaufs des pleistozänen Canyons. Eine solche kurze Pause in der Transgression ermöglicht ebenfalls die Sandeinschaltungen in dem reflexionsschwachen Ton-Silt-Horizont. Die seismische Diskordanz wird von regelmäßigen Abfolgen der deltaischen Agbada-Formation überdeckt, welche zu einem holozänen *Highstand Systems Tract* gehört.

Im Nordwesten des subrezentem bis rezenten Fishtown-Canyons und des pleistozänen Äquivalents zwischen den *Crosslines* 5.000 und 5.500 verläuft ein weiterer, etwas älterer Paläo-Canyon annähernd parallel zu diesen. Sein ungefährender Verlauf ist in dem *Horizonslice* bei 197 Millisekunden unterhalb der Bezugsebene der seismischen Diskordanz zu sehen (siehe Abbildung 57). In seiner Morphologie und Geometrie ist er dem jüngeren Paläo-Canyon sehr ähnlich. Seine Entstehung und Entwicklung sollte daher analog verlaufen sein. Sein Ursprung liegt wie der des jüngeren Paläo-Canyons auf dem ehemaligen pleistozänen Kontinentalschelf und seine Ausmaße entsprechen ebenfalls denen des pleistozänen Nachfolgers, was auf ähnlich hohe Sedimentationsraten und einen fluviatilen *Channel* als Ursprung schließen lässt. Der Canyon ist das Ergebnis der zu dieser Zeit aktiven Sedimentzubringer und Sedimentationsrate des Nigers und stellt einen älteren, alternativen Canyonverlauf dar. Als sich die Sedimentation in Richtung des subrezentem bis rezenten Fishtown-Canyons verstärkte, wurde der ältere Paläo-Canyon inaktiv und anschließend mit Sedimenten verfüllt.

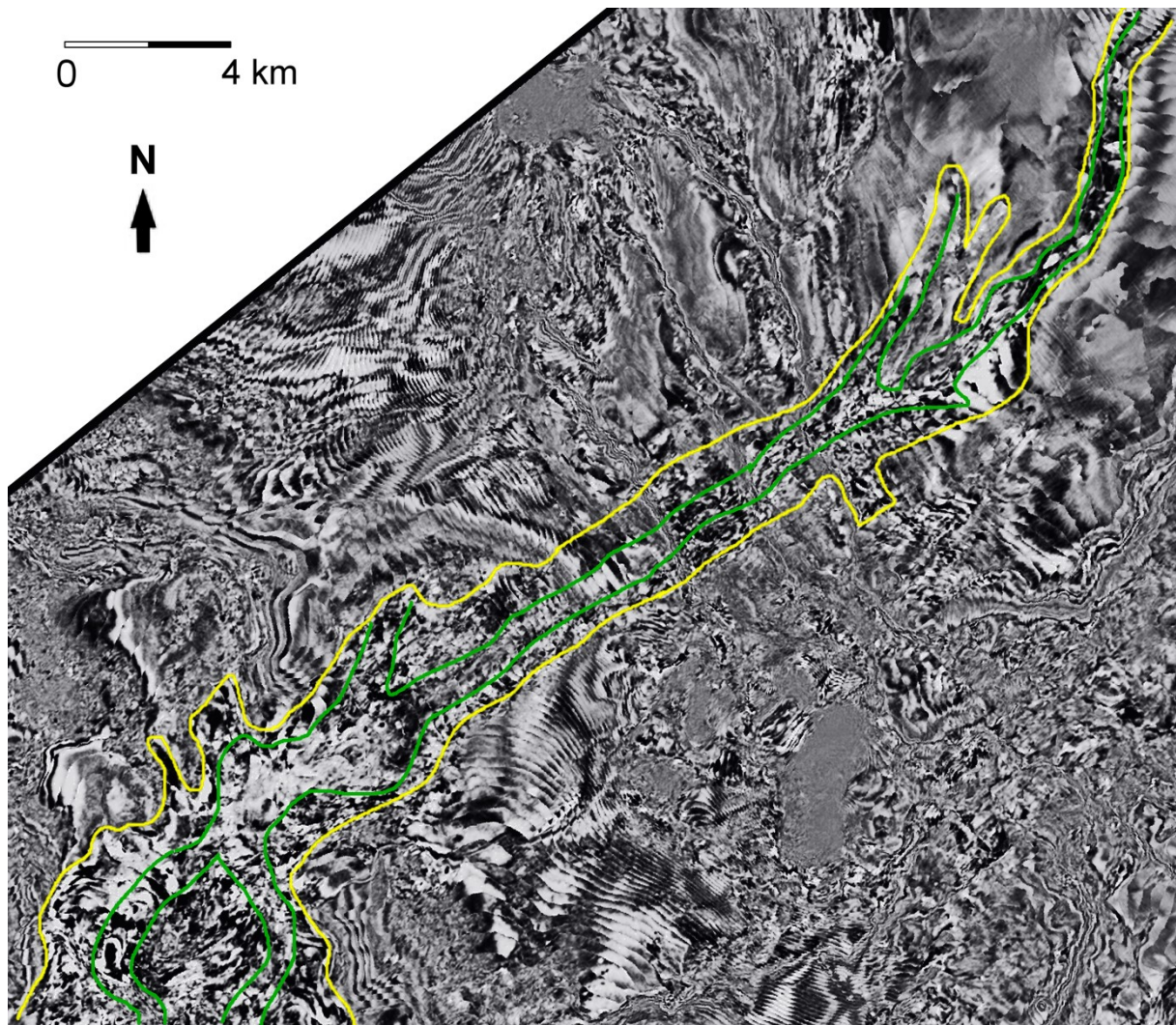


Abbildung 57: Ausschnitt aus Horizonslice bei 197 Millisekunden TWT unter der seismischen Diskordanz; Verlauf des zweiten, etwas älteren pleistozänen Paläo-Canyons im Nordwesten des Untersuchungsgebiets A; gelb markiert ist der ungefähre Einflussbereich des Canyons mit Nebenarmen und Levees, in grün der ungefähre Canyonverlauf.

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

Für die Visualisierung und Interpretation der *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet wurden zwei Reflexionshorizonte interpretiert. Diese zwei Reflexionshorizonte entsprechen zum einen dem rezenten Meeresboden und zum anderen einem Paläo-Meeresboden, der Sequenzgrenze bei ungefähr 0,78 Millionen Jahren (dem Top Calabrium, ICS, 2016). Ausgewählt wurde dieser Reflexionshorizont, da es sich um die jüngste datierte Sequenzgrenze handelt und sie die Untergrundstrukturen der Schlammdiapire und *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet gut abbildet. Die Grenzen des Untersuchungsgebiets sind in Abbildung 34 zu sehen.

Innerhalb des Untersuchungsgebiets ist ein Nordost-Südwest-orientiertes Gefälle des Meeresbodens zu erkennen (siehe Abbildung 58). Die gelb eingefärbten Bereiche im Nordosten der Strukturkarte des Meeresbodens stellen den flachen Kontinentalschelf dar. Dieser erstreckt sich vom Rand des Untersuchungsgebiets bis zur *Inline* 2.800 und befindet sich in einer Wassertiefe von maximal etwa 260 Meter und minimal etwa 30 Meter. An den Kontinentalschelf schließt sich in Richtung Südwesten die Schelfkante und anschließend der stärker geneigte Kontinentalhang an. Dieser teilt sich in den oberen und den noch etwas steileren unteren Kontinentalhang. Der Übergang vom oberen zum unteren Kontinentalhang liegt im Untersuchungsgebiet bei etwa 1.200 bis 1.300 Meter Wassertiefe. Die größte Wassertiefe liegt bei etwa 2.055 Meter im äußersten Südwesten des Untersuchungsgebiets. Die *Two-Way-Times* des Meeresbodens erhöhen sich von Nordosten nach Südwesten, auf einer Strecke von 60 Kilometern, von 44 auf 2.740 Millisekunden. Mit einer durchschnittlichen seismischen P-Wellengeschwindigkeit von 1.480 Meter pro Sekunde in Wasser ergibt sich eine Teufendifferenz von etwa 2.025 Metern. Das daraus abgeleitete, durchschnittliche Gefälle des Meeresbodens beträgt 1,9 Grad. Das maximale Gefälle im Untersuchungsgebiet beträgt 3,7 Grad am unteren Kontinentalhang. Zudem ist im Südosten des Untersuchungsgebiets insgesamt ein flacheres Gefälle als im Nordwesten zu verzeichnen.

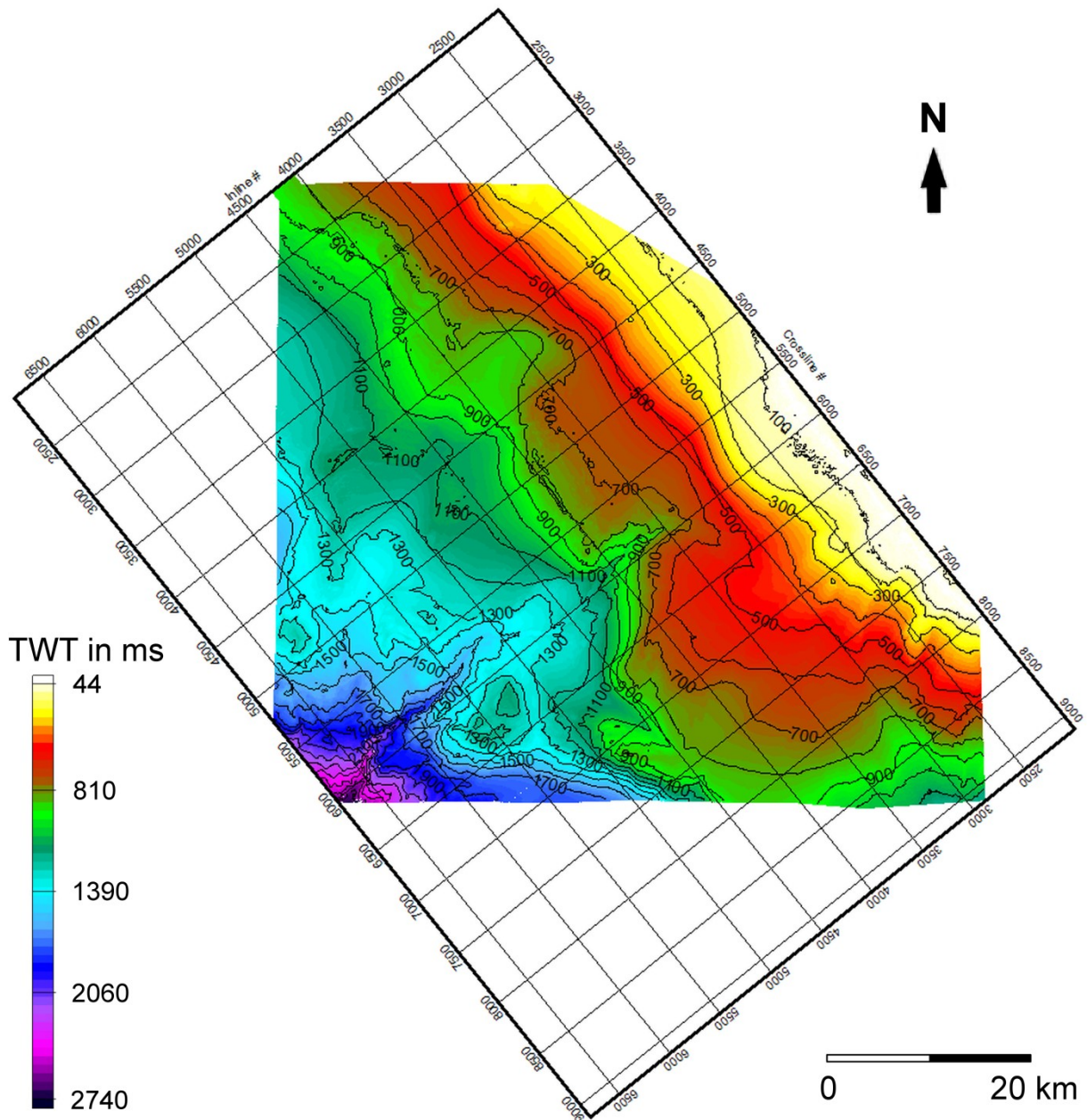


Abbildung 58: Strukturkarte des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B); Anmerkung: Konturlinienabstand ist 100 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; der Meeresboden nimmt im Nordosten den Schelfbereich ein und geht in Richtung Südwesten in den oberen Kontinentalhang und schließlich den unteren Kontinentalhang über; der Einschnitt im Zentrum stellt den submarinen Canyon aus Kapitel 8 dar; 0 ms = NN, 400 ms = 300 m, 800 ms = 600 m, 1.200 ms = 900 m, 1.600 ms = 1.200 m, 2.000 ms = 1.500 m und 2.400 ms = 1.800 m Wassersäule bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.480 Meter pro Sekunde

In Abbildung 58 erkennt man im südöstlichen, zentralen und nordwestlichen Abschnitt des oberen Kontinentalhangs drei Bereiche, welche tiefere Einschnitte in den Meeresboden darstellen. Sie weisen eine größere *Two-Way-Time* als die umgebene Sedimentoberfläche auf. Diese beckenwärts orientierten Einschnitte des Meeresbodens stellen die Haupttransportwege

der Sedimente in die Tiefsee dar. Im zentralen Bereich des Untersuchungsgebiets befindet sich der signifikanteste Einschnitt, welcher bereits in Kapitel 8 beschrieben wurde.

Der zweite untersuchte Reflexionshorizont, die Sequenzgrenze Top Calabrium, taucht im proximalen Bereich des Untersuchungsgebiets leicht ab und hat dort die maximale *Two-Way-Time* von 2.750 Millisekunden (2.268,75 Meter; siehe Abbildung 59). Beckenwärts steigt sie langsam und nimmt im Zentrum des Untersuchungsgebiets die minimale *Two-Way-Time* von 790 Millisekunden (651,75 Meter) an. Teile des südwestlichen Bereichs der Sequenzgrenze sind nicht kartierbar.

In Abbildung 60 sieht man das Ausbeißern des Reflexionshorizonts an einer Diskordanz, welche dem Einflussbereich des Palão-Canyons aus Kapitel 8 entspricht. Sie wurde durch dessen Einschneiden und anschließendes Verfüllen verursacht. Die Sequenzgrenze ist in diesem Bereich zusätzlich durch einen zweiten, nordwestlich gelegenen Palão-Canyon sowie durch Hebung der Schichten aufgrund von Schlammdiapirismus und geringerer Sedimentauflast durch den Einfluss der Charcot-Transformstörung erodiert. Zudem ist der südwestliche Bereich stark durch die Topographie des Basements entlang der Charcot-Transformstörungszone beeinflusst.

Der proximale Bereich der Sequenzgrenze Top Calabrium hat relativ große *Two-Way-Times*. Durch die anhaltend hohe Sedimentationsrate im Nigerdelta kam es zur Erhöhung der Auflast im proximalen Ablagerungsraum. Daraus resultierte eine Subsidenz der unkonsolidierten Sedimente der Agbada-Formation und ein regionaler, erhöhter Aufstieg der ebenfalls unverfestigten Tonsedimente der Akata-Formation in diesem Bereich. Die Sedimente beider Formationen können hier in der Seismik nicht voneinander unterschieden werden, da sie sich lithologisch ähneln und sich an den Schichtgrenzen teilweise vermischt haben. Sie bilden eine gemeinsame Sedimentmasse, welche von den normalen Schlammdiapiren des restlichen Untersuchungsgebiets zu unterscheiden sind. Der Reflexionshorizont liegt daher im Schelfbereich tiefer als im restlichen Untersuchungsgebiet und ist von einer besonders geringen seismischen Reflexion gekennzeichnet (siehe Abbildung 61). Im distalen Bereich liegt die Sequenzgrenze durchschnittlich flacher und verläuft daher auch im Einflussbereich der Palão-Canyons und wird von diesen erodiert. Die insgesamt

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

heterogene Topographie des Reflexionshorizonts ist durch das Vorkommen zahlreicher Störungen und Schlammdiapire zu erklären.

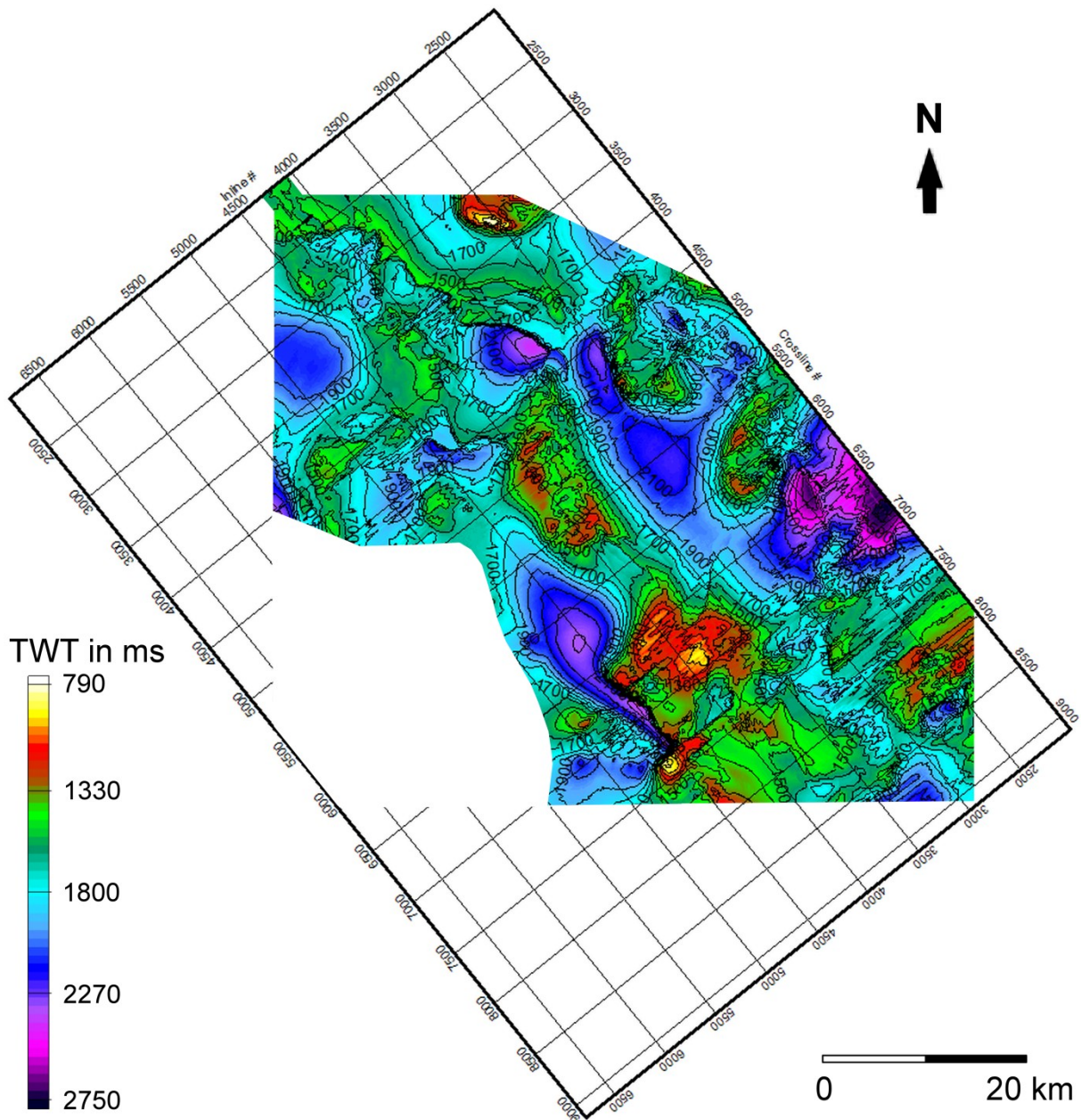


Abbildung 59: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B); Anmerkung: Konturlinienabstand ist 100 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; die heterogene Topographie der Sequenzgrenze Top Calabrium resultiert aus der Beeinflussung durch geologische Untergrundstrukturen wie Growth Faults und Schlammdiapire; der südwestliche Bereich ist etwa ab der Inline 5.000 erodiert; 900 ms = 742,5 m, 1.300 ms = 1.072,5 m, 1.700 ms = 1.402,5 m, 2.100 ms = 1.732,5 m, 2.500 ms = 2.062,5 m und 2.900 ms = 2.392,5 m Tiefe bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.650 Meter pro Sekunde

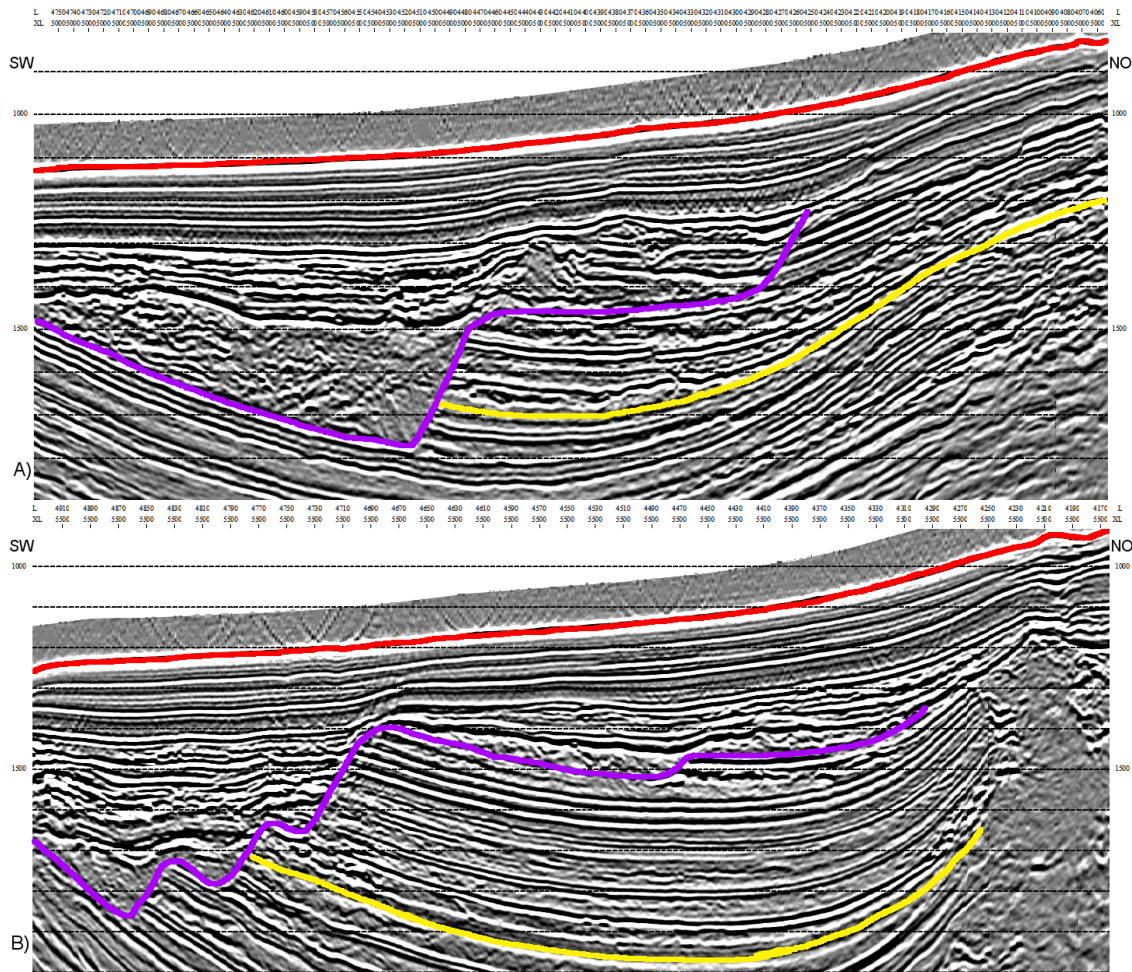


Abbildung 60: Ausschnitt aus Crosslines 5.000 (A) und 5.500 (B) im südwestlichen Bereich des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B); Anmerkung: Das Ausbeissen der Sequenzgrenze Top Calabrium an dem diskordanten Einflussbereich des Paläo-Canyons; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; violett = Einflussbereich des pleistozänen Canyons; Skala in Millisekunden TWT

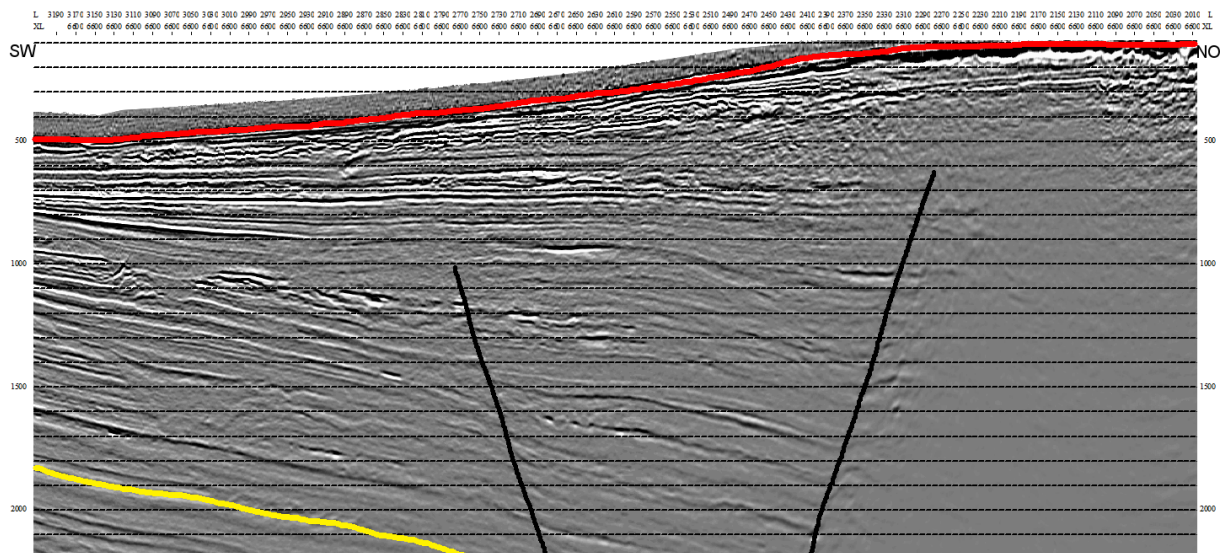


Abbildung 61: Ausschnitt aus Crossline 6.600 im nordöstlichen Randgebiet des Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B); Anmerkung: Zu erkennen ist die Subsidenz der Sequenzgrenze Top Calabrium durch die erhöhte Auflast und der Aufstieg der mobilen Tonsedimente im Schelfbereich; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Abbildung 62 zeigt eine *RMS Amplitude*-Attributkarte des Meeresbodens des gesamten *Seismic Survey*. Die Karte des Reflexionshorizonts ist über weite Bereiche homogen. Der überwiegend in grau visualisierte Meeresboden weist dennoch einige morphologische und strukturelle Anomalien auf. Diese Anomalien stellen Strukturen des Meeresbodens dar, die sich in Amplitude und Morphologie von der umgebenden Sedimentoberfläche der *RMS Amplitude*-Attributkarte unterscheiden. Die dunklen (geringe Amplitudenwerte) und kreisrunden Strukturen stellen Senken dar, die als *Pockmarks* bezeichnet werden. Auf diese Strukturen wird in Kapitel 10 genauer eingegangen. Im Gegensatz zu diesen relativ kleinen Senken des Meeresbodens bilden *Mud Volcanoes* größere, morphologische Erhebungen, die in Abbildung 62 durch erhöhte Amplitudenwerte, mit hellerer Färbung, zu identifizieren sind. Die Kegel der *Mud Volcanoes* weisen deutliche Reflexionen auf. Diese resultieren aus den gleichmäßigen, horizontalen Lagen der austretenden und abgelagerten *Mud Breccia* und den darin enthaltenen Fluiden sowie den Ablagerungen der gravitativen Massenbewegungen wie Hangrutschungen. Im Untersuchungsgebiet wurden 43 rezente, submarine *Mud Volcanoes* identifiziert (siehe Abbildung 62). Nach der Definition von Milkov (2000) wurden Strukturen berücksichtigt, die eine diapirische Aktivität aufweisen, eindeutige morphologische Erhebungen bilden und durch den Austritt von *Mud Breccia* gekennzeichnet sind. In der *RMS Amplitude*-Attributkarte sind die *Mud Volcanoes* als Bereiche mit hohen Amplituden erkennbar. Diese Amplitudenanomalien treten durch den hohen Fluidgehalt der austretenden *Mud Breccia* auf. Alle im Untersuchungsgebiet identifizierten *Mud Volcanoes* weisen die charakteristischen, morphologischen Erhebungen auf. 33 der 43 rezenten *Mud Volcanoes* befinden sich am oberen Kontinentalhang in einer Wassertiefe von 400 bis 1.060 Meter in der von Corredor et al. (2005) definierten *Mud Diapir Province*. Acht *Mud Volcanoes* liegen in Wassertiefen von 180 bis 260 Meter auf dem Kontinentalschelf in der *Extensional Province*. In der *Inner Fold and Thrust Belt Province* am unteren Kontinentalhang im äußersten Südwesten des Untersuchungsgebiets wurden zwei *Mud Volcanoes* bei 1.060 und 1.325 Meter Wassertiefe identifiziert. Die Lage, Abmessungen und weitere Charakteristika der im Untersuchungsgebiet identifizierten *Mud Volcanoes* sind in Tabelle 1 festgehalten.

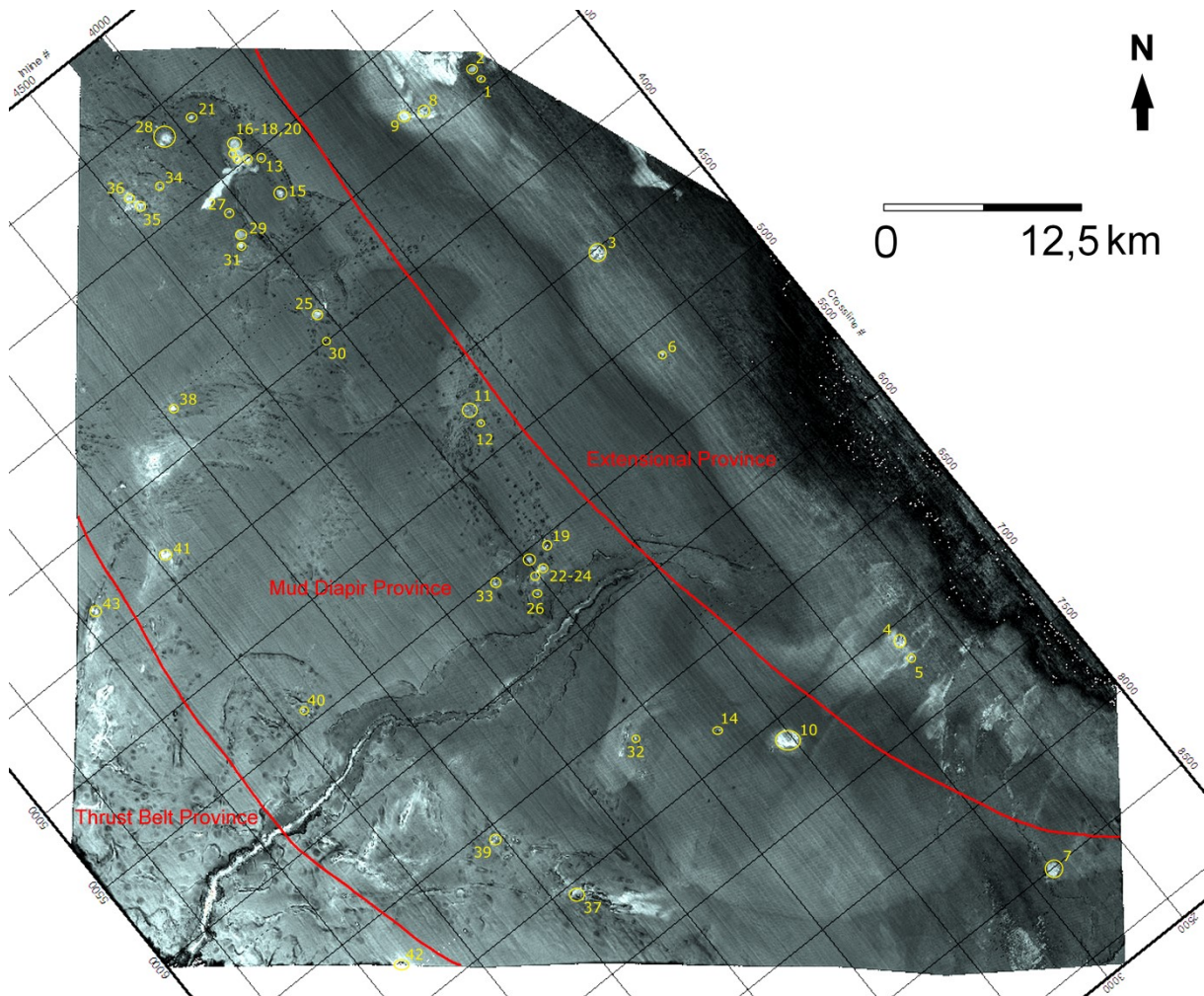


Abbildung 62: RMS Amplitude-Attributkarte vom Meeresboden des gesamten Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B) mit der Lage der identifizierten Mud Volcanoes; Anmerkung: Im Zentrum des Untersuchungsgebiets ist der Fishtown-Canyon zu sehen; die Mud Volcanoes (gelb markiert) sind anhand erhöhter Amplitudenwerte der ausgeflossenen Mud Breccia zu erkennen; die Mud Volcanoes treten im Untersuchungsgebiet gehäuft am oberen Kontinentalhang auf, besonders im Nordwesten ist ihre Anzahl erhöht; niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell (siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 6 und 7).

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

Tabelle 1: Lage und Abmessungen der im Untersuchungsgebiet B identifizierten rezenten Mud Volcanoes; Anmerkung: Gemessen wurden die Ausmaße des Kegels an der Sedimentoberfläche; die Wassertiefe entspricht dem höchsten Punkt des Kegels; der Mud Volcano-Typ entspricht der Definition nach Milkov (2000) aus Abbildung 28; Lage der Mud Volcanoes in Abbildung 62.

Mud Volcano	Inline	Crossline	Länge [m] (NW-SO)	Breite [m] (NO-SW)	Wassertiefe [m]	Typ	Growth Fault
1	2620	3436	170	290	180	E	ja
2	2622	3370	440	530	180	E	ja
3	2710	4520	1030	790	240	E	ja
4	2744	7090	1230	920	250	E	ja
5	2754	7180	250	370	240	E	ja
6	2776	5140	360	340	260	E	ja
7	2876	8506	1010	1140	570	C	ja
8	2960	3376	1120	1630	240	C	ja
9	2994	3360	1050	1590	240	C	ja
10	3520	7116	2370	1780	400	C	ja
11	3738	4772	1030	1120	530	C	ja
12	3740	4828	420	260	525	E	ja
13	3770	3042	400	420	600	E	ja
14	3770	6852	340	330	400	E	ja
15	3804	3246	700	590	590	E	ja
16	3820	3002	1510	890	610	C	ja
17	3830	2900	1200	1600	600	C	ja
18	3868	2964	1010	1300	615	C	ja
19	3874	5542	290	310	560	E	ja
20	3880	3000	990	1020	620	C	ja
21	3918	2648	510	780	660	E	ja
22	3956	5626	840	560	575	E	ja
23	3988	5546	640	590	570	E	ja
24	3992	5620	850	450	570	E	ja
25	4044	3860	660	760	610	E	ja
26	4062	5716	450	330	590	C	ja
27	4068	3158	620	410	690	E	ja
28	4098	2654	1100	1450	640	C	ja
29	4098	3276	640	920	690	E	ja
30	4102	3994	370	530	625	F	ja
31	4132	3330	740	660	685	E	ja
32	4138	6616	210	240	530	E	ja
33	4204	5534	170	190	700	E	ja
34	4270	2820	340	360	710	E	ja
35	4414	2778	600	710	730	E	ja
36	4422	2842	690	940	740	E	ja
37	4844	7066	1510	1400	635	C	nein
38	4936	3770	420	490	850	E	ja
39	5024	6570	580	880	860	E	nein
40	5396	5420	460	440	975	E	ja
41	5456	4334	450	320	880	E	nein
42	5820	6778	*	*	1325	E	nein
43	5922	4326	780	590	1060	E	nein

* Nr. 42 erstreckt sich bis außerhalb des Seismic Survey

Die im Untersuchungsgebiet identifizierten *Mud Volcanoes* zeigen unterschiedlichste Formen und Größen. Der kleinste entdeckte *Mud Volcano* (Nummer 33 in Tabelle 1) hat eine Ausdehnung von 170 Meter Länge (Nordwest-Südost-Achse) und 190 Meter Breite (Nordost-Südwest-Achse). Mit einer Länge (Nordwest-Südost-Achse) von 2.370 Meter und einer Breite

(Nordost-Südwest-Achse) von 1.780 Meter stellt ein *Mud Volcano* im südöstlichen Bereich des Untersuchungsgebiets die größte Struktur seiner Art dar (Nummer 10 in Tabelle 1). Gemessen wurden jeweils die Ausmaße des *Mud Volcano*-Kegels an der Sedimentoberfläche. Eine vornehmliche Orientierung der Kegel am Meeresboden konnte nicht festgestellt werden. Die Hänge der Kegel weisen unterschiedliche Gefälle auf. Flache, breite Strukturen kommen eher vereinzelt im Untersuchungsgebiet vor. Die größeren Exemplare weisen überwiegend steile Hänge auf und kommen vermehrt in unmittelbarer Nachbarschaft zu anderen *Mud Volcanoes* vor. Eine auffällig hohe Anzahl von *Mud Volcanoes* ist im nordwestlichen Bereich des Untersuchungsgebiets zu beobachten. Hier befinden sich auf einer Fläche von 12.500 Meter mal 12.500 Meter 14 *Mud Volcanoes*, welche sich im Durchschnitt weniger als einen Kilometer voneinander entfernt befinden (siehe Abbildung 62).

Das gehäufte Auftreten der *Mud Volcanoes* am oberen Kontinentalhang ist durch deren Abhängigkeit vom Schlammdiapirismus zu erklären. Für die Klassifikation der *Mud Volcanoes* wurde die Definition nach Milkov (2000) aus Abbildung 28 verwendet. Die große Mehrheit der im Untersuchungsgebiet identifizierten rezenten *Mud Volcanoes* ist an Schlammdiapire gebunden (siehe Tabelle 1). Davon entsprechen elf *Mud Volcanoes* dem Typ C. Das heißt, diese sind direkt aus dem Schlot eines Schlammdiapirs hervorgegangen und befinden sich an der Spitze seines Doms. 31 *Mud Volcanoes* entsprechen dem Typ E und folgen dem Verlauf einer Störung oder einer Kluft, die durch einen Schlammdiapir entstanden sind. Nur ein *Mud Volcano* gehört zum Typ F und ist an eine Störung oder Kluft gebunden, die bis in die Schichten reicht, die den Ursprung der Diapire bilden. Die ausgebildeten Kegel des Typs C sind die größten *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet, während Typ E eher kleinere Exemplare ausbildet. Bei der geographischen Verteilung der *Mud Volcano*-Typen ist kein erkennbares Muster auszumachen. Sie verteilen sich über das gesamte Untersuchungsgebiet gleichmäßig. Jedoch ist eine Tendenz zu erkennen, dass große Schlammdiapire vermehrt dazu neigen, *Mud Volcanoes* des Typs C zu bilden.

Nur fünf der identifizierten, rezenten *Mud Volcanoes* stehen nicht in Verbindung mit den synsedimentären *Growth Faults* oder ihren Nebenstörungen. Das heißt, die Basis ihres Schlots wird nicht von ihnen gequert und ihre Entstehung wurde nicht von diesen beeinflusst, wie es von Graue (2000) geschildert wird (siehe Abbildung 26). Diese fünf befinden sich alle im Südwesten der *Mud Diapir Province* im Einflussbereich der hier stärker prägenden

Charcot-Transformstörung an der Grenze zur *Inner Fold and Thrust Belt Province*. Zudem sind sie assoziiert mit den in diesem Bereich beginnenden *Thrust Faults*. Die restlichen 37 *Mud Volcanoes* entstanden entweder durch die *Growth Faults* oder deren Entstehung wurde mithilfe der *Growth Faults* initiiert. Die *Mud Volcanoes* nahe dem submarinen Canyon können auch durch diesen in ihrer Entstehung beeinflusst worden sein.

Es wurden Gruppierungen von *Mud Volcanoes* identifiziert, die ihren Ursprung in nur einem Schlammdiapir haben. Diese Schlammdiapire verfügen über mehrere vom Dom ausgehende Aufstiegsschlote, durch welche die aufsteigende *Mud Breccia* an die Sedimentoberfläche gelangt und die Kegel der *Mud Volcanoes* bildet. Bei den Aufstiegsschloten kann es sich um den Hauptschlot des Schlammdiapirs mit mehreren Nebenschloten (Typ C) oder um mehrere Störungen oder Klüfte, die vom Diapir ausgehen (Typ E), handeln. Eine Kombination beider Typen, ein Hauptschlot mit einem *Mud Volcano* an der Spitze des Doms und von diesem Schlot seitlich ausgehende Störungen oder Klüfte mit *Mud Volcanoes* an deren Enden, wurde ebenfalls im Untersuchungsgebiet identifiziert. Zudem wurden Schlammdiapire beobachtet, die nur einen *Mud Volcano* ausgebildet haben. Die verschiedenen Typen werden auf den folgenden Seiten vorgestellt.

Die domartigen Schlammdiapire haben ihren Ursprung in der Akata-Formation. Im Verlauf ihres vertikalen Aufstiegs an die Sedimentoberfläche des Meeresbodens durchdringen sie die Agbada- und auf dem Kontinentalschelf auch teilweise die Benin-Formation. Während des Aufstiegs deformieren sie die durchdrungenen Sedimente. Die Schlammdiapire, die im Untersuchungsgebiet beobachtet wurden, sind große Strukturen mit bis zu mehreren Kilometern Länge und Breite. Ihren Weg bahnen sie sich entlang von Schwächezonen, zum Beispiel an Störungen und Klüften oder in stärker erosiven Bereichen wie bei submarinen Canyons. Die aufsteigenden Sedimente innerhalb eines Schlammdiapirs sind in der seismischen Sektion ungeordnet. Diese Unordnung drückt sich durch eine blasse, chaotische Zone ohne signifikante Reflexionen aus. Die durchdrungenen Sedimente sind ebenfalls durch den Aufstieg der Diapire beeinflusst, werden durch den Diapir mitgeschleppt und weisen zudem eine geringere seismische Reflexion auf als die gleichen Sedimente, die nicht an einen Schlammdiapir angrenzen.

Nicht alle aufsteigenden Schlammdiapire bilden oder bildeten einen *Mud Volcano* am Meeresboden (siehe Abbildung 63). Im Untersuchungsgebiet wurden zahlreiche Exemplare beobachtet, die in einer gewissen Teufe stagnieren oder deren Aufstieg noch nicht abgeschlossen ist, da es sich um relativ junge, aktive Strukturen handelt. Dies ist ein weiterer Beweis für die aktive Tektonik im submarinen Ablagerungsraum des Nigerdeltas.

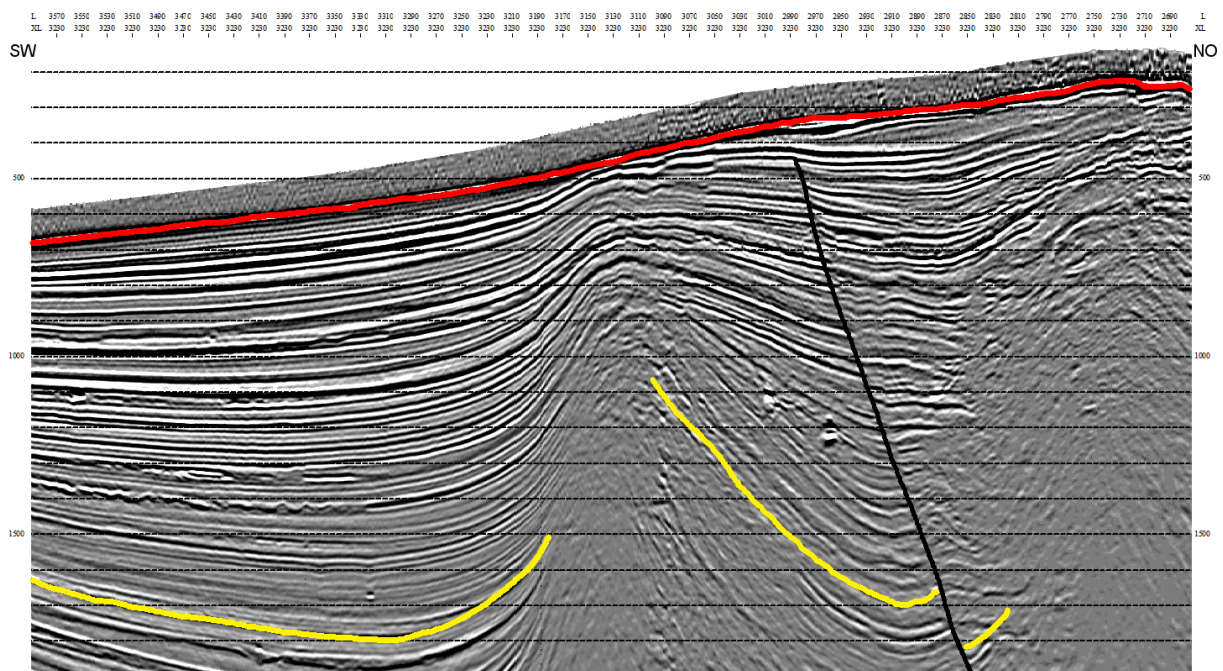


Abbildung 63: Ausschnitt aus Crossline 3.230; Anmerkung: Beispiel zweier Schlammdiapire, die keine *Mud Volcanoes* bilden oder gebildet haben; die Hebung und Verformung der jüngsten abgelagerten Sedimente deutet darauf hin, dass es sich um relativ junge und aktive Diapirstrukturen handelt; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Neben den rezenten *Mud Volcanoes* und den Schlammdiapiren wurden auch Paläo-*Mud Volcanoes* identifiziert. Dabei handelt es sich um ehemals aktive *Mud Volcanoes* eines Paläo-Meeresbodens, die inaktiv geworden sind und anschließend mit Sedimenten überlagert wurden. Die Paläo-*Mud Volcanoes* unterscheiden sich deutlich von den Schlammdiapiren. Zu unterscheiden sind sie anhand von zwei morphologischen Eigenschaften. Erstens haben nur die Paläo-*Mud Volcanoes*, wie ihre rezenten Äquivalente, kegelförmige Erhebungen, die einen starken Impedanzkontrast zum umliegenden Sediment aufweisen und zweitens weisen die Paläo-*Mud Volcanoes* nicht oder nicht so stark das Mitschleppen der durchdrungenen Sedimentschichten wie die Schlammdiapire auf. Die angrenzenden Sedimente um einen *Mud Volcano* sowie einen Paläo-*Mud Volcano* bewegen sich aufgrund von Einbrüchen der Kraterstrukturen in den Kegeln eher nach unten. Insgesamt ähneln Paläo-*Mud Volcanoes* ihren rezenten Äquivalenten sehr und unterscheiden sich nur dadurch, dass sie nicht mehr an

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

der rezenten Sedimentoberfläche auftreten. Im Untersuchungsgebiet wurden 17 Paläo-*Mud Volcanoes* identifiziert (siehe Tabelle 2).

Tabelle 2: Lage und Abmessungen der im Untersuchungsgebiet B identifizierten Paläo-Mud Volcanoes; Anmerkung: Gemessen wurden die Ausmaße des Kegels an der jüngsten Mud Breccia-Lage.

Paläo-MV	Inline	Crossline	Länge [m] (NW-SO)	Breite [m] (NO-SW)	Tiefe [ms]	Typ	Growth Fault
1	2210	4434	1090	970	380	E	ja
2	2316	5634	280	420	590	E	ja
3	2776	5180	480	770	400	E	ja
4	2776	5882	1120	900	360	E	ja
5	2808	8150	720	660	670	E	ja
6	3018	5028	830	640	630	E	ja
7	3246	7096	330	310	520	E	ja
8	3424	4672	340	380	750	E	ja
9	3810	3350	1140	1370	820	C	ja
10	3898	5474	270	280	790	E	ja
11	3906	2722	760	1230	1060	E	ja
12	4098	5472	290	400	880	E	ja
13	4220	6780	590	360	810	E	ja
14	4370	3630	340	320	1100	E	ja
15	4430	7364	1620	1810	830	C	nein
16	5844	5380	560	540	1550	E	nein
17	6314	5280	580	620	1620	E	nein

In der Tabelle sind nur Paläo-*Mud Volcanoes* aufgelistet, die keinen rezenten Nachfolger aufweisen. Wie bei den rezenten *Mud Volcanoes* sind der Großteil der Paläo-*Mud Volcanoes* vom Typ E und ein untergeordneter Teil gehören Typ C an. Die meisten stehen ebenso in Verbindung mit bestehenden *Growth Faults* und listrischen Abschiebungen. Auch in ihren Ausmaßen ähneln sie ihren rezenten, noch aktiven Exemplaren. Die Mehrheit befindet sich in unmittelbarer Nachbarschaft zu einem rezenten *Mud Volcano* oder einer Gruppe rezenter *Mud Volcanoes* und entsteht aus den gleichen Schlammdiapiren wie diese. Daraus lässt sich schließen, dass die Paläo-*Mud Volcanoes* dem gleichen Entstehungsprozess entsprangen wie die rezenten Nachfolger und der Großteil aller *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet, wie von Graue (2000) beschrieben, entstanden sind. Die Verteilung der Paläo-*Mud Volcanoes* zeigt zudem eine Tendenz in Richtung Süden des Untersuchungsgebiets.

Im folgenden Abschnitt werden nun einige der identifizierten, rezenten *Mud Volcanoes* detaillierter beschrieben und visualisiert. Der *Mud Volcano* mit den größten horizontalen Ausmaßen (Nr. 10 in Tabelle 1) befindet sich im südöstlichen Bereich des Untersuchungsgebiets (siehe Abbildung 62 und 64). Es handelt sich um einen *Mud Volcano*

des Typs C. Sein Mittelpunkt liegt im Schnittpunkt der *Inline* 3.520 mit der *Crossline* 7.116 in einer Wassertiefe von 400 Metern. In seiner direkten Nachbarschaft befindet sich kein weiterer *Mud Volcano*. Der Nächstgelegene ist etwa vier Kilometer in westlicher Richtung entfernt (Nr. 14 in Tabelle 1).

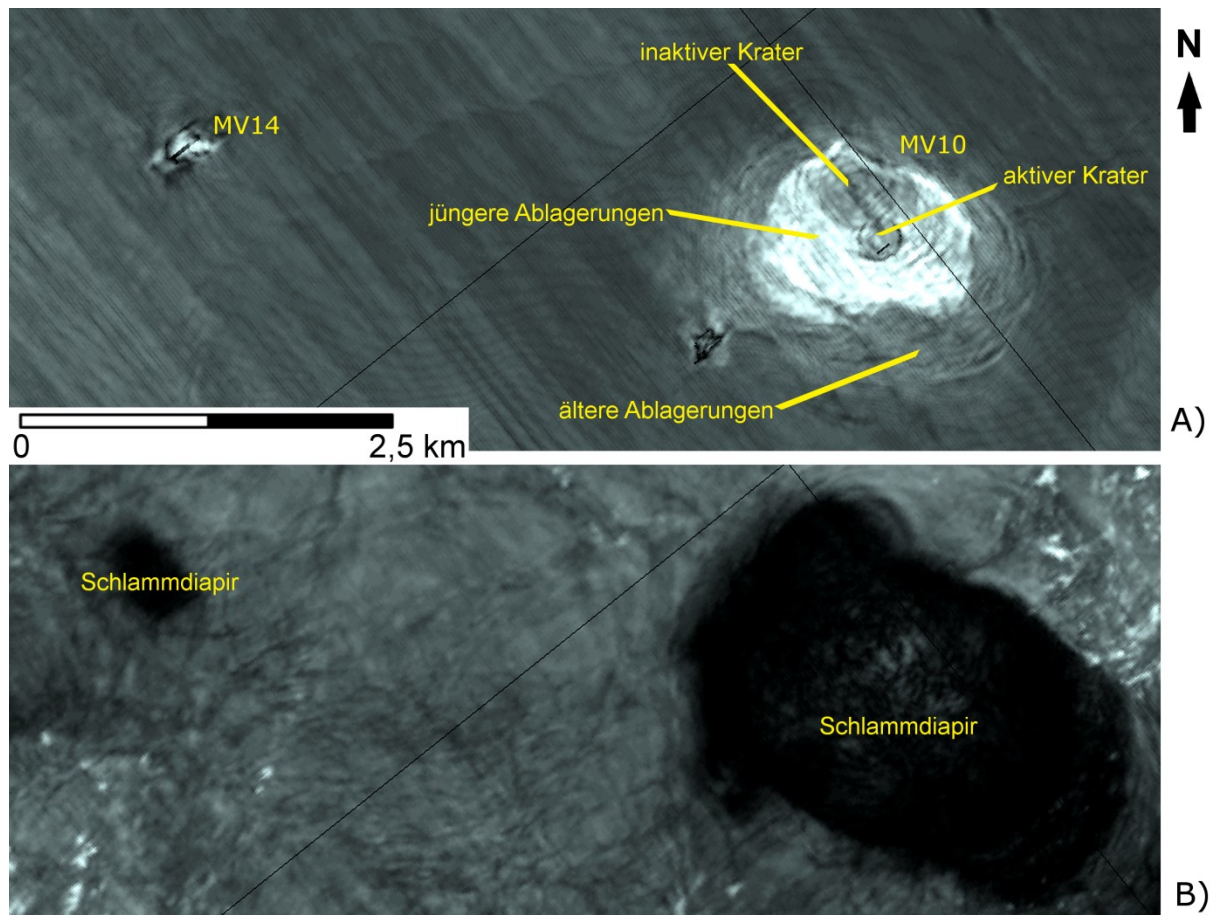


Abbildung 64: Ausschnitt des südöstlichen Bereichs der RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens (A) und der gleiche Ausschnitt der RMS Amplitude-Attributkarte bei 800 bis 1.200 Millisekunden TWT (B); Anmerkung: Es sind die Kegel (A) und Diapire (B) der Mud Volcanoes Nr. 10 und 14 zu sehen; zu erkennen ist der Krater im Zentrum des Mud Volcano-Kegels sowie die vornehmliche Ablagerung der Mud Breccia-Lagen in Richtung des Gefälles; Ausmaße des Kegels: NW-SO-Achse = 2.370 Meter, NO-SW-Achse = 1.780 Meter; niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell; siehe Anhang 8 für gesamte Karte von (B).

Abbildung 65 und 66 zeigen seine vertikale Struktur. Er bildet trotz seiner Länge von 2.370 Metern (Nordwest-Südost-Achse) und seiner Breite von 1.780 Metern (Nordost-Südwest-Achse) einen vergleichsweise flachen Kegel am Meeresboden. Sein höchster Punkt befindet sich bei 530 Millisekunden (400 Meter Wassertiefe) und erhebt sich etwa 45 Meter über die umliegende Sedimentoberfläche des Meeresbodens. Durch die Ablagerungen der *Mud Breccia* entstanden relativ homogene Lagen. Diese zeigen signifikantere seismische

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

Reflexionen als die darunter liegenden Sedimente im *Mud Volcano*-Schlot oder als die benachbarten Sedimente des Meeresbodens.

An den Schlammdiapir angrenzend (südöstlich und nordwestlich) sind die radialen Abschiebungen zu identifizieren, welche durch den Aufstieg des Diapirs verursacht wurden und einen antithetischen Störungscharakter aufweisen (siehe Abbildung 65).

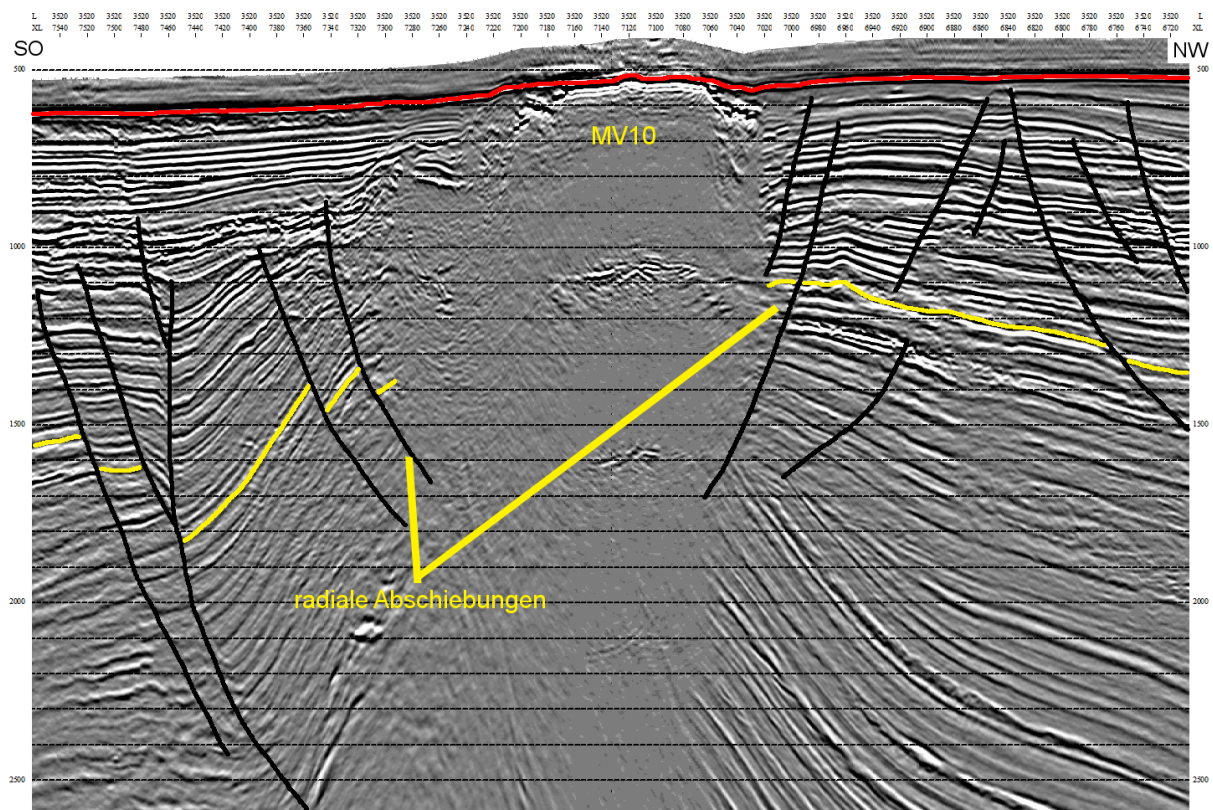


Abbildung 65: Ausschnitt aus Inline 3.520; in der Bildmitte Mud Volcano Nr. 10; Anmerkung: Zu erkennen ist der Kegel am Meeresboden; auffällig sind die älteren, mitgeschleppten Schichten durch den Aufstieg des Diapirs und die jüngeren, nach unten geneigten Schichten durch den Einsturz des Kegels; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

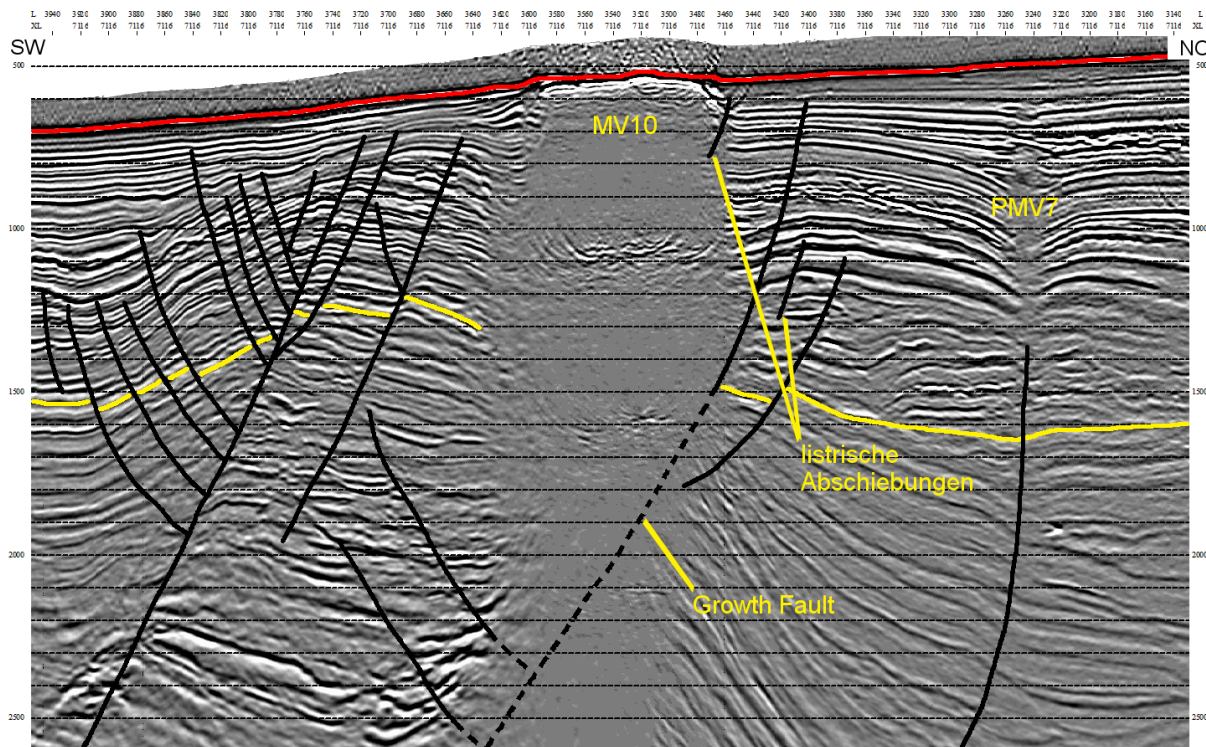


Abbildung 66: Ausschnitt aus Crossline 7.116; in der Bildmitte Mud Volcano Nr. 10; Anmerkung: Es sind die Growth Faults und listrische Abschiebungen zu erkennen; am rechten Bildrand ist ein Paläo-Mud Volcano zu sehen (Nr. 7 in Tabelle 2); rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Unterhalb des rezenten *Mud Volcanos* erkennt man Paläokegel älterer *Mud Volcanoes* innerhalb des aufsteigenden Schlamm diapirs mit den charakteristischen blassen, chaotischen Zonen ohne signifikante Reflexionen. Das zeigt, dass der Diapir schon seit langer Zeit aktiv ist und mehrmals an der Sedimentoberfläche einen *Mud Volcano* bildete, der dann inaktiv und anschließend reaktiviert wurde. Der tiefste der Paläo-*Mud Volcanoes* ist zudem der älteste im Untersuchungsgebiet identifizierte. Der Schlamm diapir kommt aus einer Tiefe von über 3.000 Millisekunden TWT (2.550 Meter), setzt sich bis zur Sedimentoberfläche fort, durchstößt diese und bildet den rezenten *Mud Volcano*. Es handelt sich also um einen *Mud Volcano* des Typs C. Der kleinere nordöstlich gelegene Paläo-*Mud Volcano* gehört hingegen Typ E an. Die synsedimentäre *Growth Fault*, die den Schlamm diapir durch das Abschieben von Sedimentmassen zur Druckentlastung zwang und dazu veranlasste die *Mud Volcanoes* zu bilden, ist in Abbildung 66 nordöstlich des Diapirs zu sehen. Zudem sind kleinere, lokale listrische Abschiebungen zu sehen, welche parallel zur *Growth Fault* verlaufen und sich ebenfalls nordöstlich des Diapirs befinden. Diese sind die Folge des Volumenverlusts durch den Austritt der *Mud Breccia* am Meeresboden (siehe Abbildung 66).

Die angrenzenden Sedimente im näheren Umfeld des Schlammdiapirs werden von diesem beeinflusst und weisen wie er ebenfalls geringe seismische Reflexionen auf (siehe Abbildung 65, 66 und 67). Diese Beeinflussung deutet auf einen Übergangsbereich hin, in dem die Sedimente nicht klar voneinander getrennt und zudem stark gestört sind. Dieser Übergangsbereich ist an der Nordwest-Südost-orientierten Achse des Schlammdiapirs deutlich größer als an der Nordost-Südwest-Achse (siehe Abbildung 67).

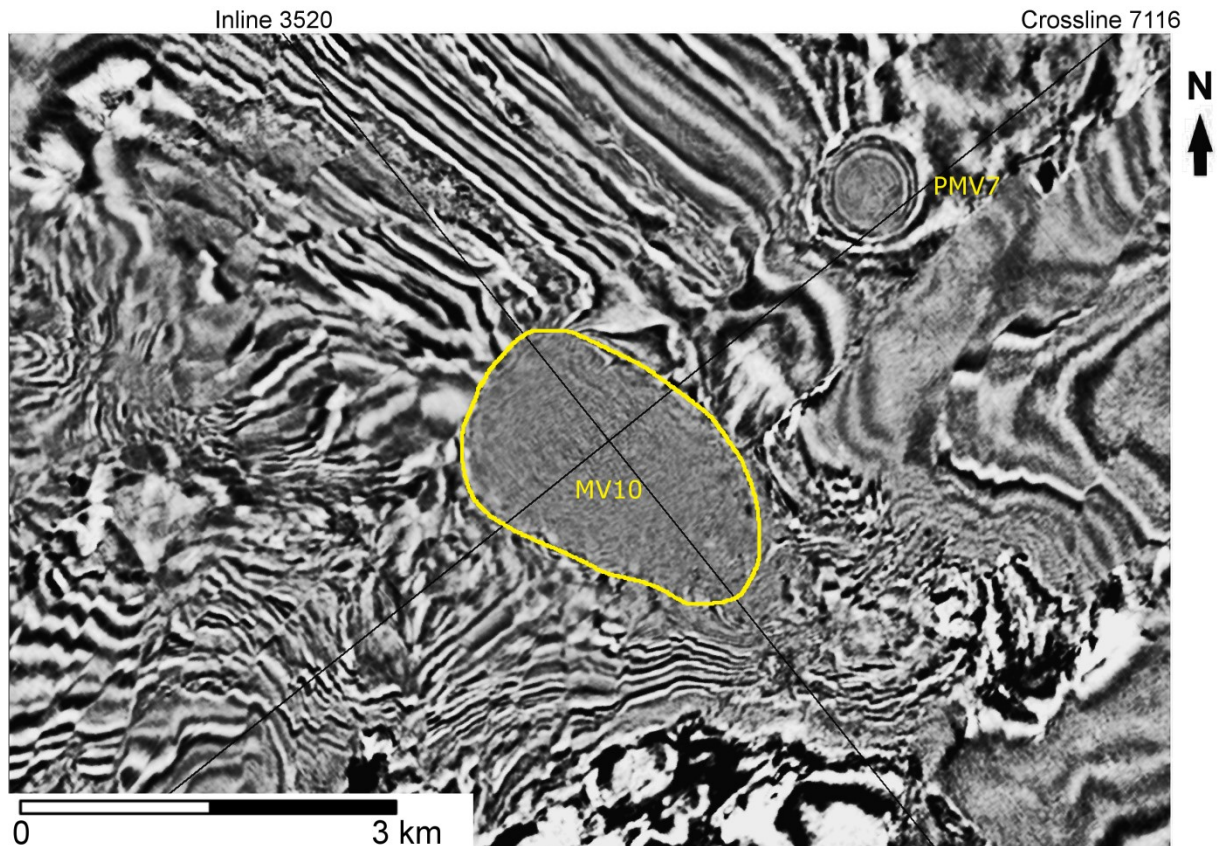


Abbildung 67: Ausschnitt aus Timeslice bei 990 Millisekunden TWT; Anmerkung: In der Bildmitte ist der Mud Volcano Nr. 10/Schlammdiapir mit dem angrenzenden beeinflussten Bereich zu sehen; der Schnittpunkt von Inline und Crossline bildet den Mittelpunkt des Diapirs; die Ausdehnung der Struktur auf der NW-SO-Achse beträgt etwa 3.000 Meter, auf der NO-SW-Achse etwa 2.000 Meter; im Nordosten schneidet die Crossline den Palão-Mud Volcano Nr.7 aus Abbildung 66 an.

Die steilsten Hänge weist der *Mud Volcano* an den nördlichen und südlichen Rändern des Kegels auf (siehe Abbildung 68). Sie nehmen hier ein Gefälle von bis zu 15 Grad an. Die Ablagerung der *Mud Breccia* erfolgte radial um den Krater des *Mud Volcanos* herum. Dabei bildeten sich mehrere Lagen der ausfließenden Tonsedimente am Meeresboden (siehe Abbildung 64, 68 und 69). Hierbei wurde die *Mud Breccia* vornehmlich in Richtung des stärksten Gefälles des Meeresbodens sedimentiert. Die Lagen der *Mud Breccia* lassen auf mehrere aufeinander folgende Ausbrüche mit unterschiedlicher Reichweite vermuten. Die

132

ältesten Lagen haben die größte Ausbreitung um den Krater, da die Intensität der Austritte und Menge der *Mud Breccia* mit der Zeit abnimmt. Die jüngsten Lagen befinden sich daher in der Nähe des Kraters. Des Weiteren weist dieser *Mud Volcano* zwei Krater auf. Einen aktiven, rezenten Krater im Zentrum des Kegels und einen direkt nordwestlich gelegenen inaktiven Krater, welcher jedoch für die Austritte und Ablagerung der *Mud Breccia* verantwortlich war (siehe Abbildung 64, 68 und 69).

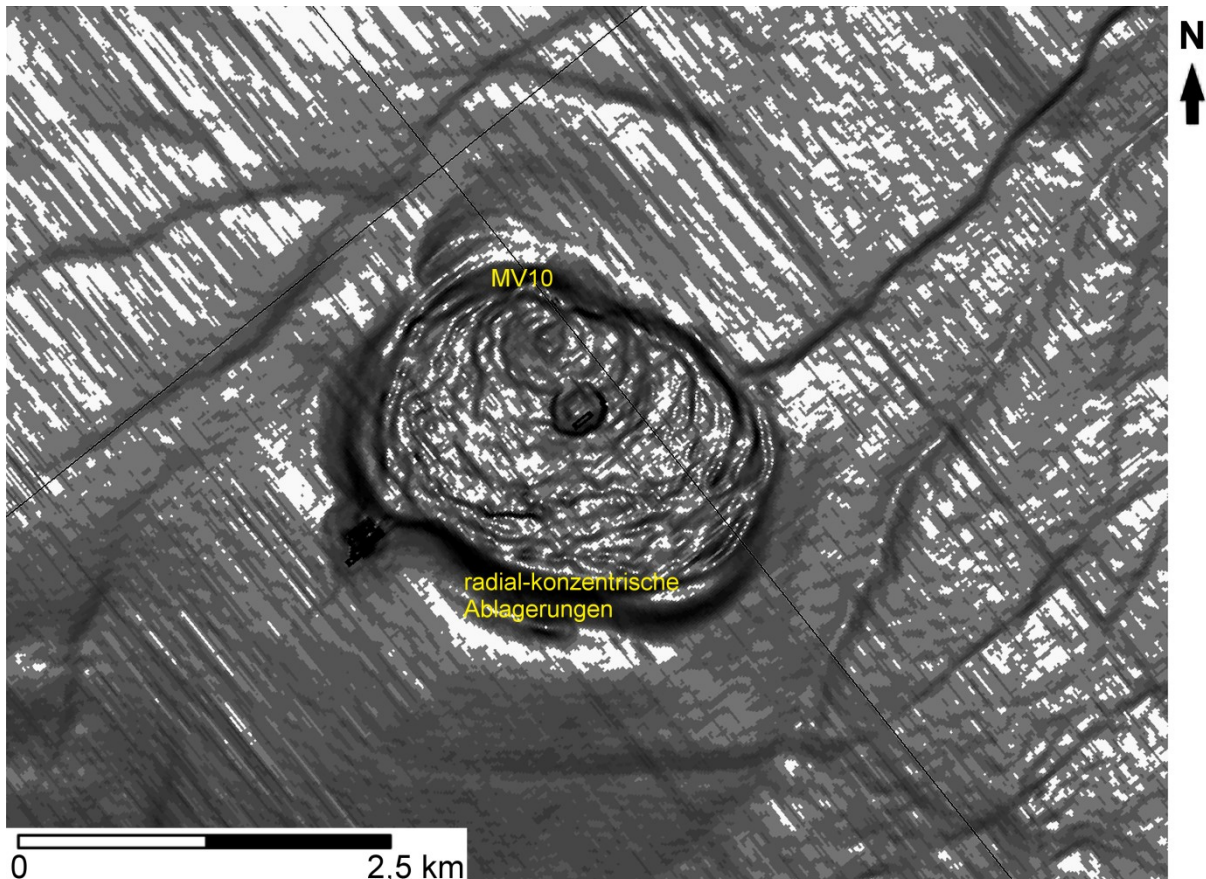


Abbildung 68: Ausschnitt des südöstlichen Bereichs aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: In der Bildmitte der Kegel des Mud Volcano Nr. 10; der nördliche und südliche Rand des Kegels weist die steilsten Hänge auf; die linearen dunklen Strukturen sind Störungen; Ausmaße des Kegels: NW-SO-Achse = 2.370 Meter, NO-SW-Achse = 1.780 Meter; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 15 Grad (schwarz); siehe Anhang 6 für gesamte Karte dieses Horizonts.

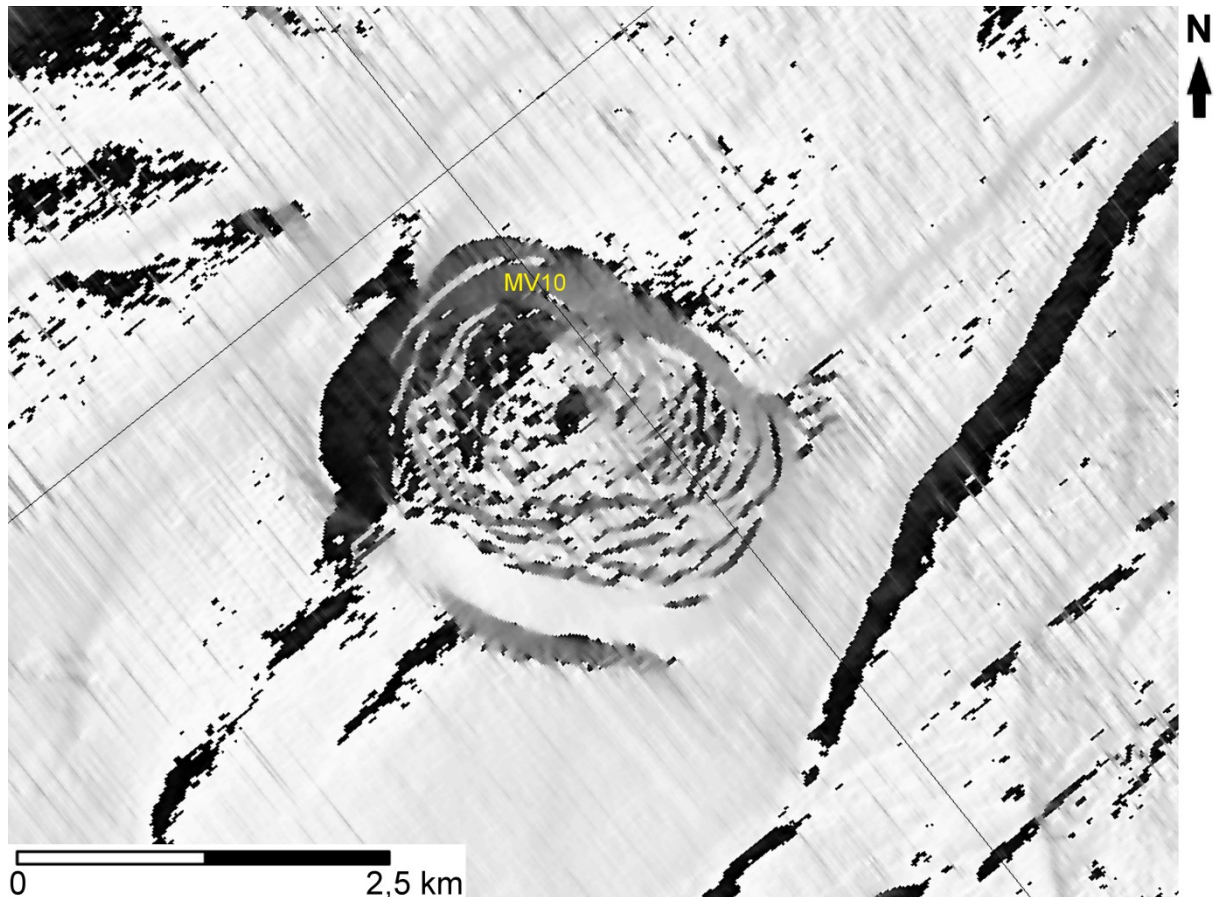


Abbildung 69: Ausschnitt des südöstlichen Bereichs aus der Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: In der Bildmitte der Kegel des Mud Volcano Nr. 10; durch das mehrfache aufeinander folgende Ausfließen der Mud Breccia wurden die Sedimentlagen des Mud Volcano-Kegels am Meeresboden sichtbar; Ausmaße des Kegels: NW-SO-Achse = 2.370 Meter, NO-SW-Achse = 1.780 Meter; Skala: von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß); siehe Anhang 7 für gesamte Karte dieses Horizonts.

Ein anderer *Mud Volcano* mit auffällig spitzem Kegel und steilen Hängen befindet sich im Süden des Untersuchungsgebiets (siehe Abbildung 62 und *Mud Volcano* Nr. 37 in Tabelle 1). An seiner nord- und südwestlichen Flanke lassen sich Anstiege von bis zu 40 Grad beobachten. Sein Mittelpunkt (der Krater) verläuft durch die *Inline* 4.844 und die *Crossline* 7.066. Der *Mud Volcano*-Kegel ist etwa 1.400 Meter breit (Nordost-Südwest-Achse) und etwa 1.510 Meter lang (Nordwest-Südost-Achse) und befindet sich in einer Wassertiefe von etwa 635 Meter (845 Millisekunden TWT). Er gehört zum *Mud Volcano*-Typ C und ist einer der wenigen *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet, die nicht mit einer *Growth Fault* assoziiert sind. Stattdessen liegt er im Einflussbereich der *Thrust Faults* nahe der *Inner Fold and Thrust Belt Province* am Übergang zum unteren Kontinentalhang. Der *Mud Volcano* geht aus dem größten Schlammdiapir des Untersuchungsgebiets hervor (siehe Abbildung 70).

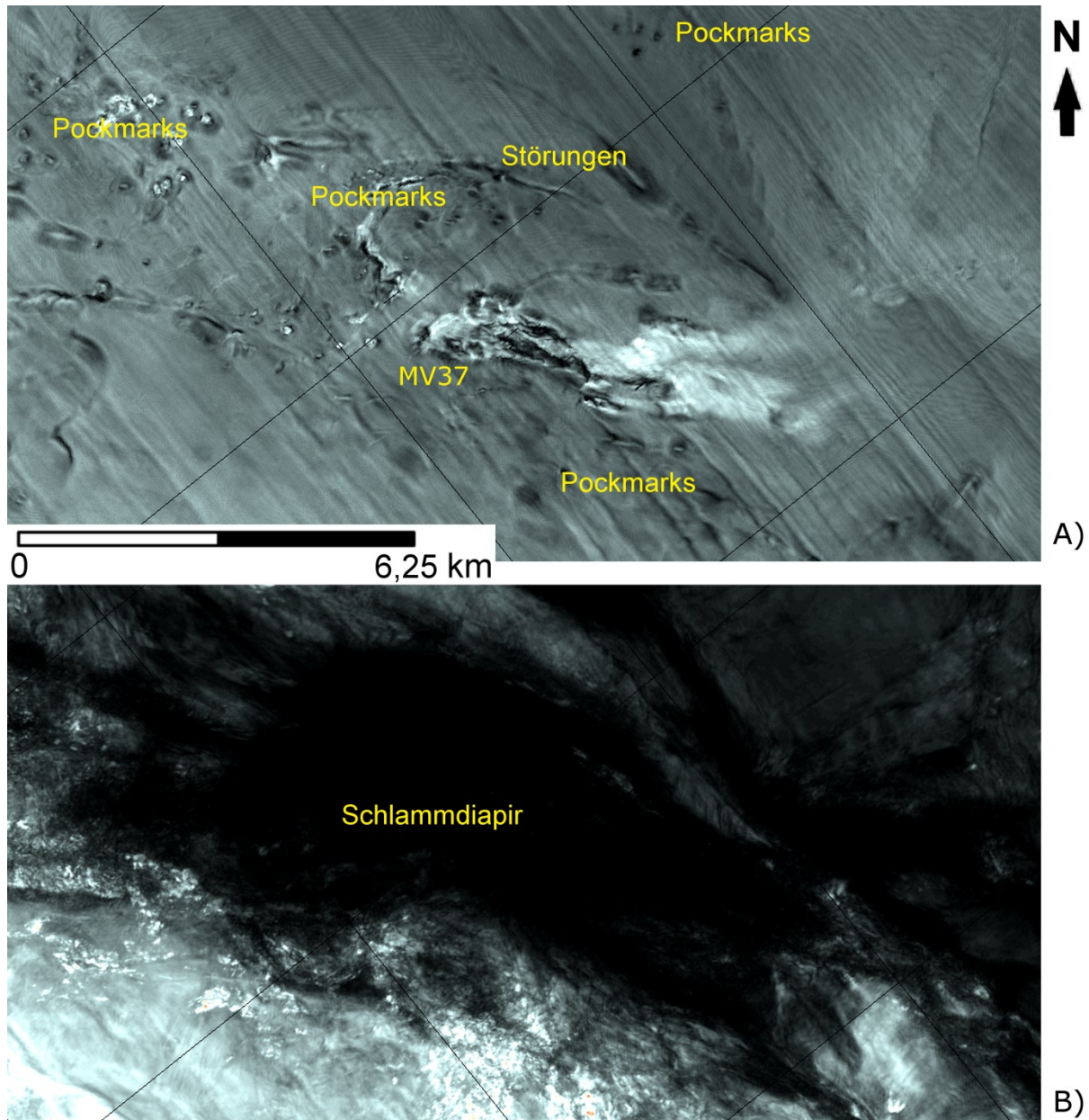


Abbildung 70: Ausschnitt des südlichen Bereichs der RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens (A) und der gleiche Ausschnitt der RMS Amplitude-Attributkarte bei 1.600 bis 2.000 Millisekunden TWT (B); Anmerkung: In der Bildmitte ist der Kegel (A; helle Amplituden) des Mud Volcano Nr. 37 umgeben von Pockmarks und Störungen zu sehen; der große, dunkle Fleck in der Abbildung unten (B) ist der Schlammdiapir (Ausmaße etwa zehn mal sieben Kilometer); niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell; siehe Anhang 9 für gesamte Karte von (B).

In Abbildung 71 und 72 verzweigt sich der Schlammdiapir zwischen 1.200 und 1.700 Millisekunden TWT (990 und 1.402,5 Meter) mehrfach, wobei nur ein Aufstiegsschlot den Meeresboden durchstößt und einen rezenten *Mud Volcano* bildet. Die anderen Schlote verbleiben entweder aufgrund des nicht ausreichenden Porenfluiddrucks im Untergrund oder stehen noch vor dem Erreichen der Sedimentoberfläche. Ein bei etwa 1.200 Millisekunden TWT (990 Meter) im Sediment verharrender Nebenschlot des Schlammdiapirs befindet sich unmittelbar nordöstlich (siehe Abbildung 72).

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

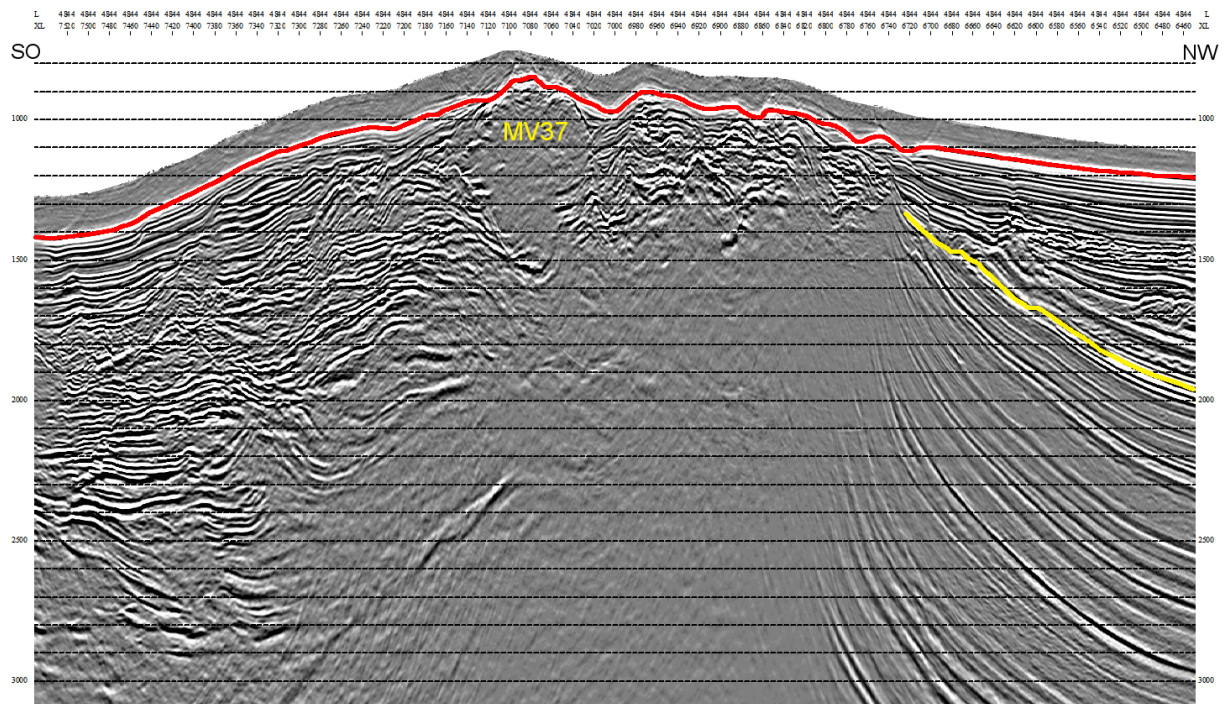


Abbildung 71: Ausschnitt aus Inline 4.844; Anmerkung: In der Bildmitte der Schlammdiapir mit Mud Volcano Nr. 37 an seiner südöstlichen Flanke; zu erkennen ist das Ausbeissen der Sequenzgrenze Top Calabrium an der Diskordanz; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

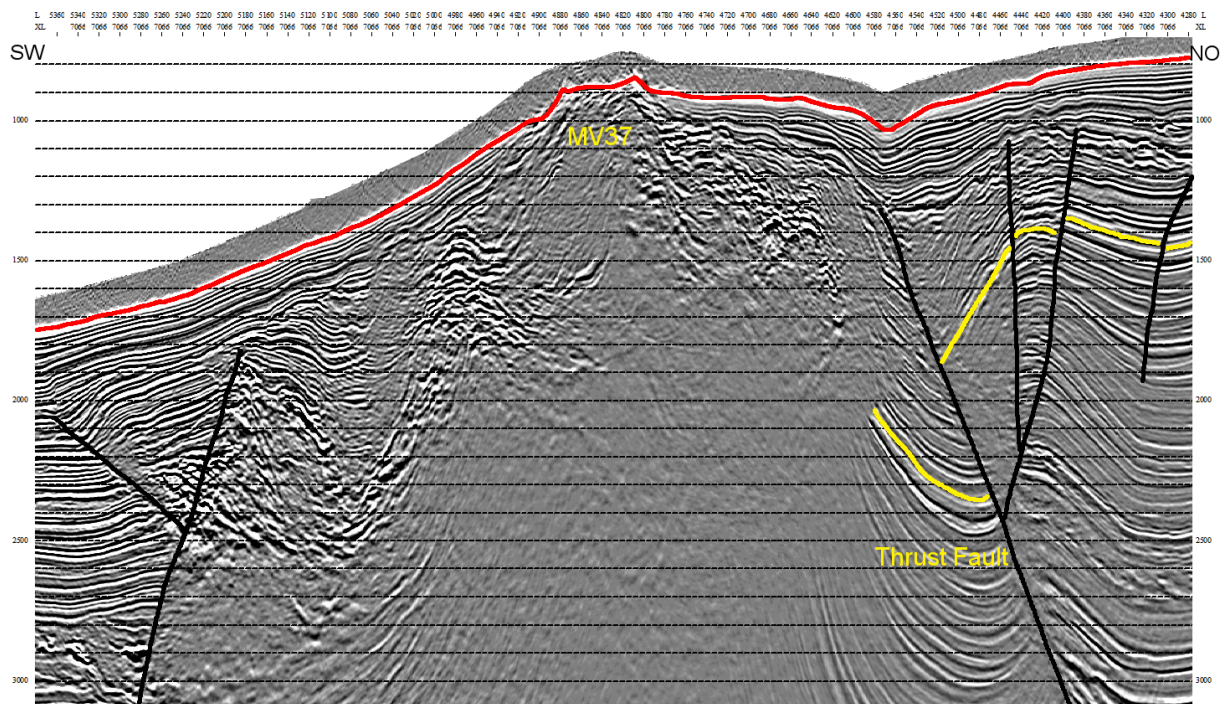


Abbildung 72: Ausschnitt aus Crossline 7.066; Anmerkung: Im Zentrum des Schlammdiapirs steigt Mud Volcano Nr. 37 auf; nordöstlich davon ist ein Nebenschlot zu sehen und weiter nordöstlich eine Thrust Fault, welche den Aufstieg eines weiteren, kleineren Schlammdiapirs begünstigt; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Der Schlammdiapir hat keine Paläo-*Mud Volcanoes* ausgebildet. Daraus lässt sich schließen, dass es sich um einen relativ jungen Diapir handelt, der noch nicht lange schlammvulkanisch aktiv ist. Darauf deuten ebenfalls die relativ geringen Mengen an *Mud Breccia*, die um den Krater des rezenten *Mud Volcanos* abgelagert wurden.

Durch den Aufstieg der Tonsedimente wurden die umgebenden Sedimente deformiert. An der Nordost- und Nordwestflanke des Schlammdiapirs sind mitgeschleppte, gestreckte Schichten, der ursprünglich horizontal abgelagerten Sedimente, zu erkennen. Zudem erkennt man eine signifikante Hebung des Meeresbodens im gesamten Einflussbereich des Schlammdiapirs. Der Anstieg dieser Hebung in Richtung *Mud Volcano* beträgt bis zu 15 Grad. Außerhalb des Einflussbereichs des Schlammdiapirs nimmt der Meeresboden wieder sein natürliches Gefälle an. Abbildung 73 zeigt das Gefälle des Meeresbodens im Bereich um den *Mud Volcano*.

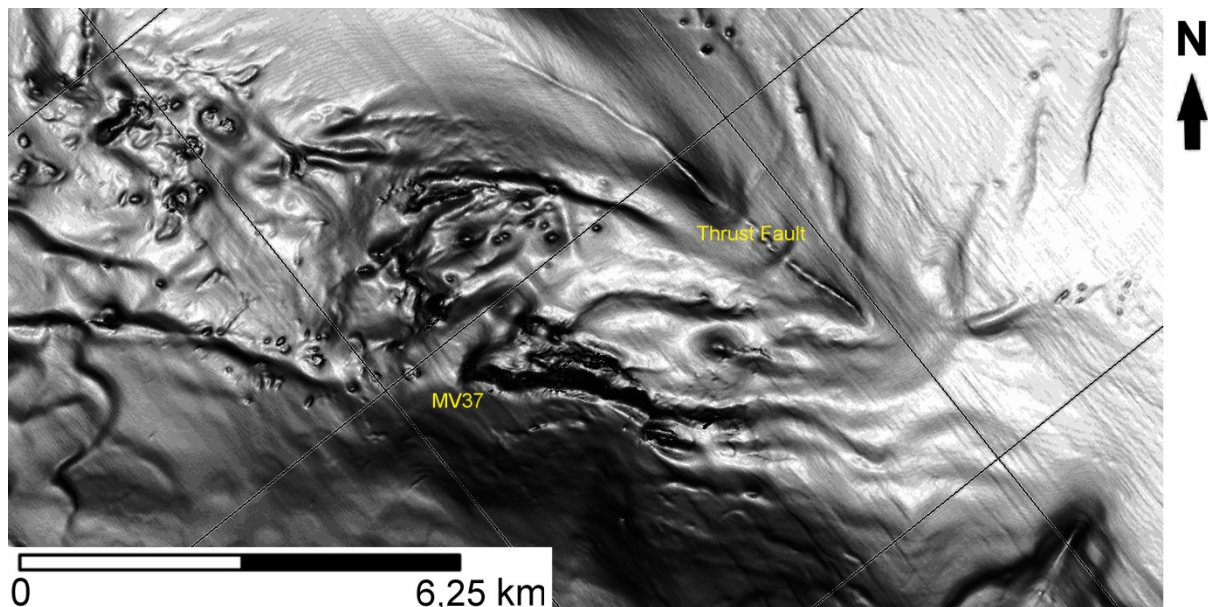


Abbildung 73: Ausschnitt des südlichen Bereichs aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: In der Bildmitte der Kegel des Mud Volcano Nr. 37; der dunkelste Bereich südlich des Mud Volcano sind die steilen Hänge durch die Hebung des Schlammdiapirs; die flachsten (weißen) Bereiche sind das Gefälle des oberen Kontinentalhangs; die grauen, südlicheren Bereiche sind steiler und bilden den Übergang zum unteren Kontinentalhang; die linearen Strukturen sind Störungen; die kreisförmigen Strukturen sind Pockmarks; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 40 Grad (schwarz); siehe Anhang 6 für gesamte Karte dieses Horizonts.

In Abbildung 74 ist die Hebung des Meeresbodens durch den Schlammdiapir anhand der Änderung der Einfallrichtung zu erkennen. Zudem zeigt sie deutlich den Einfluss der *Thrust Fault* in diesem Bereich. In beiden Abbildungen ist die nordwest-südöstliche Orientierung der Hauptstörungen (hier *Thrust Faults*) nachzuvollziehen. Das erste Auftreten

dieser Störungen markiert die Grenze der *Mud Diapir Province* zur *Inner Fold and Thrust Belt Province* (siehe Abbildung in Anhang 19).

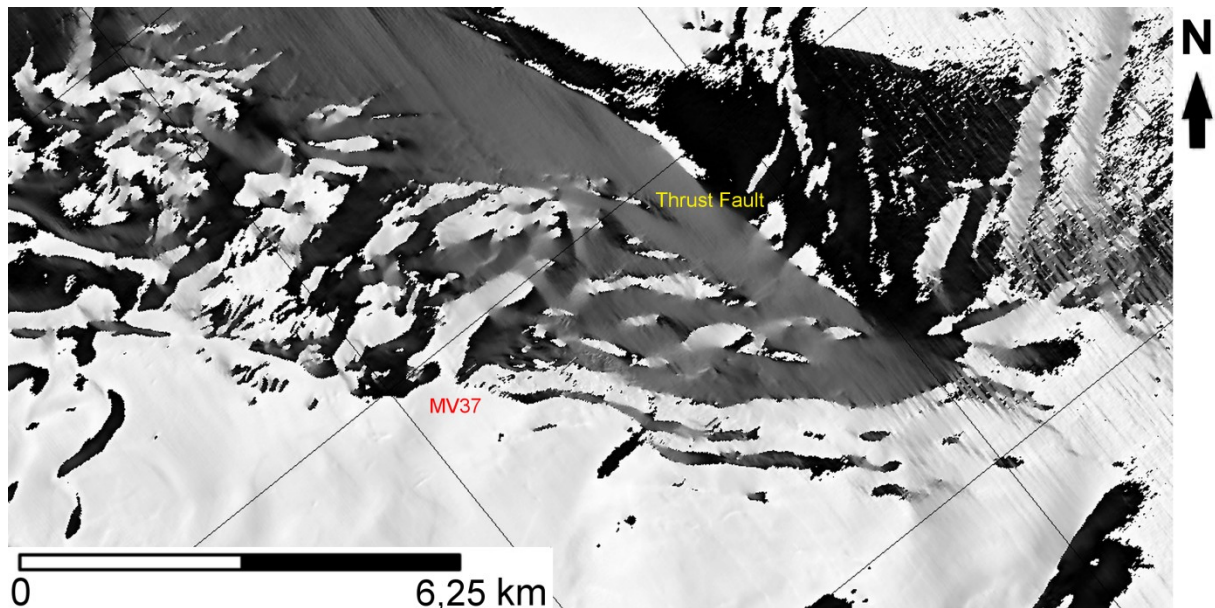


Abbildung 74: Ausschnitt des südlichen Bereichs aus der Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: In der Bildmitte der Kegel des Mud Volcano Nr. 37; zu erkennen ist die Hebung des Meeresbodens durch den Schlammdiapir; der Wechsel der Einfallrichtung an dem scharfen Kontakt ist Folge der Thrust Fault; Skala: von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß); siehe Anhang 7 für gesamte Karte dieses Horizonts.

Die größte *Mud Volcano*-Aktivität ist im Norden des Untersuchungsgebiets zu beobachten. Ein besonders aktiver Bereich befindet sich zwischen den *Inlines* 3.700 und 3.900 und den *Crosslines* 2.900 und 3.100. Auf dieser relativ kleinen Fläche von etwa vier Quadratkilometern befinden sich in einer Wassertiefe von etwa 600 bis 620 Meter fünf rezente *Mud Volcanoes* (siehe Abbildung 62 und Tabelle 1). Dabei handelt es sich um die *Mud Volcanoes* Nr. 13, 16, 17, 18 und 20 aus Tabelle 1. Die letzten vier gehören zum *Mud Volcano*-Typ C, während Nr. 13 als Typ E klassifiziert ist. Alle fünf *Mud Volcanoes* gehen aus dem gleichen Schlammdiapir hervor, weswegen ihre Entfernungen zueinander relativ gering sind (zwischen 500 und 900 Meter). Deshalb sind auch alle fünf *Mud Volcanoes* mit der gleichen *Growth Fault* assoziiert. Die drei zentralen *Mud Volcanoes* weisen im Vergleich zu den anderen Beiden höhere Amplitudenwerte auf, was durch eine stärkere schlammvulkanische Aktivität und somit durch einen höheren *Mud Breccia*-Ausstoß zu erklären ist (siehe Abbildung 75).

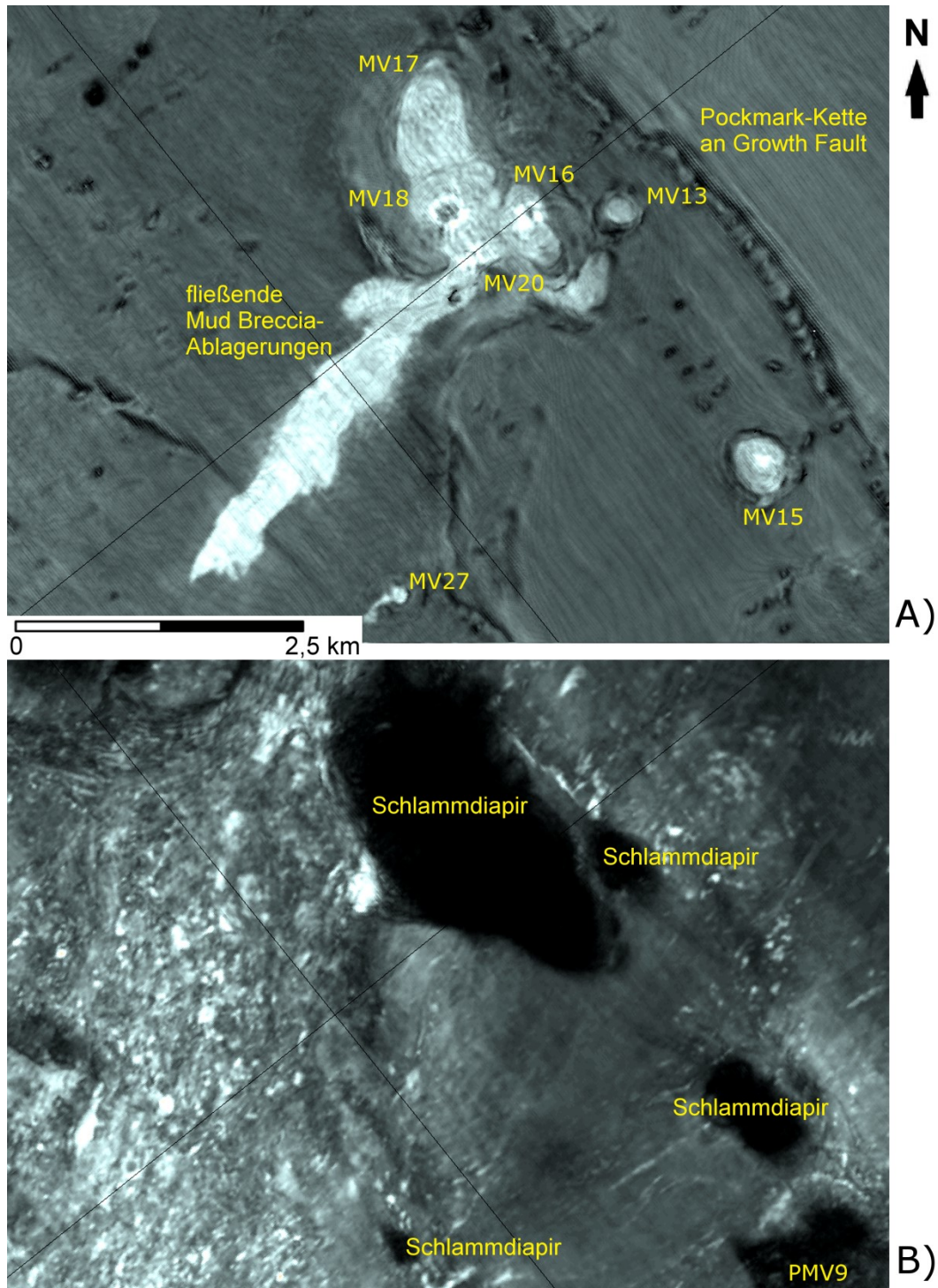


Abbildung 75: Ausschnitt des nördlichen Bereichs der RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens (A) und der gleiche Ausschnitt der RMS Amplitude-Attributkarte bei 1.200 bis 1.600 Millisekunden TWT (B); Anmerkung: Zu erkennen sind die gravitative Massenbewegung in Richtung des Gefälles, eine Growth Fault mit Pockmark-Ketten und ein Paläo-Mud Volcano (Nr. 9 in Tabelle 2) am südöstlichen Bildrand; niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell; siehe Anhang 10 für gesamte Karte von (B).

Bei der länglichen, schmalen Struktur mit hohen Amplitudenwerten, die sich von den *Mud Volcanoes* aus in Richtung des Gefälles nach Südwesten erstreckt, handelt es sich um eine gravitative Massenbewegung (Hangrutschung). Die ausgestoßene *Mud Breccia* hat sich

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

aufgrund des Gefälles und der Menge an Material beckenwärts bewegt. Das gleiche Phänomen ist auch bei dem kleinen *Mud Volcano* (Nr. 27 in Tabelle 1) südlich der Fünfergruppe zu beobachten (siehe Abbildung 75). Diese Beobachtung spricht ebenfalls für eine relativ starke und zeitnahe schlammvulkanische Aktivität.

Die Abbildungen 76 und 77 zeigen die vertikale Struktur des Schlammdiapirs und seiner *Mud Volcanoes*. In der *Crossline* sieht man die beckenwärts aufeinander folgenden listrischen Abschiebungen sowie die *Growth Fault*, welche den Schlammdiapir dazu veranlasste an dieser Stelle aufzusteigen. Die beiden südwestlich der *Mud Volcanoes* gelegenen Abschiebungen sind ebenfalls *Growth Faults*. Die kleinen, nordöstlich nahe der *Mud Volcanoes* gelegenen, listrischen Abschiebung sind jünger und entstanden durch den Volumenverlust an der Basis dieser Störung bei Austritt der *Mud Breccia* an die Sedimentoberfläche (siehe Abbildung 77).

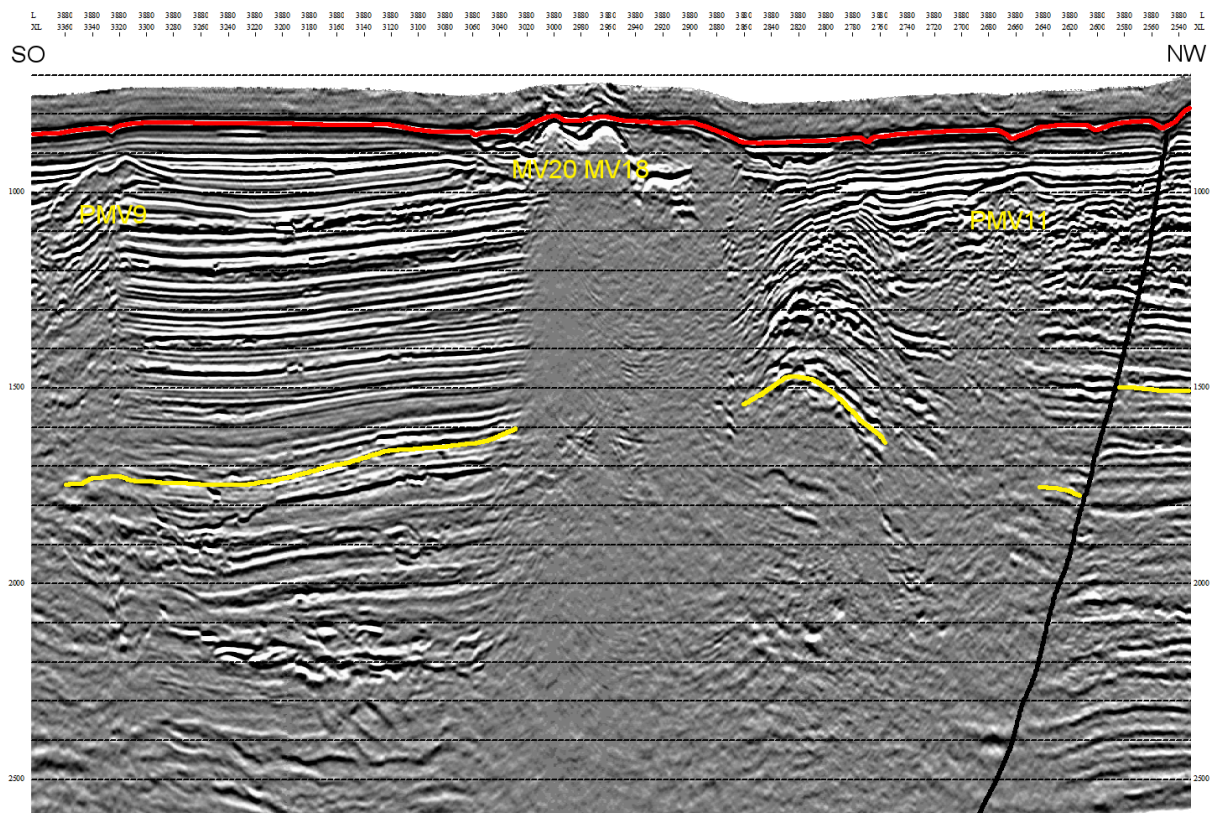


Abbildung 76: Ausschnitt aus Inline 3.880; Anmerkung: In der Bildmitte der Schlammdiapir mit Mud Volcano Nr. 18 (nordwestlich) und 20 (südöstlich) an seiner südöstlichen Flanke; Paläo-Mud Volcanoes 9 und 11 aus Tabelle 2; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Diese kleineren listrischen Abschiebungen treten nur lokal im Bereich der Schlammdiapire und *Mud Volcanoes* auf und befinden sich immer aufgrund des beckenwärtigen Gefälles des Meeresbodens und den nachrückenden Sedimentmassen des Kontinentalschelfs am nordöstlichen Rand der Schlammvulkane. Sie treten bei einem Großteil der im Untersuchungsgebiet identifizierten *Mud Volcanoes* auf.

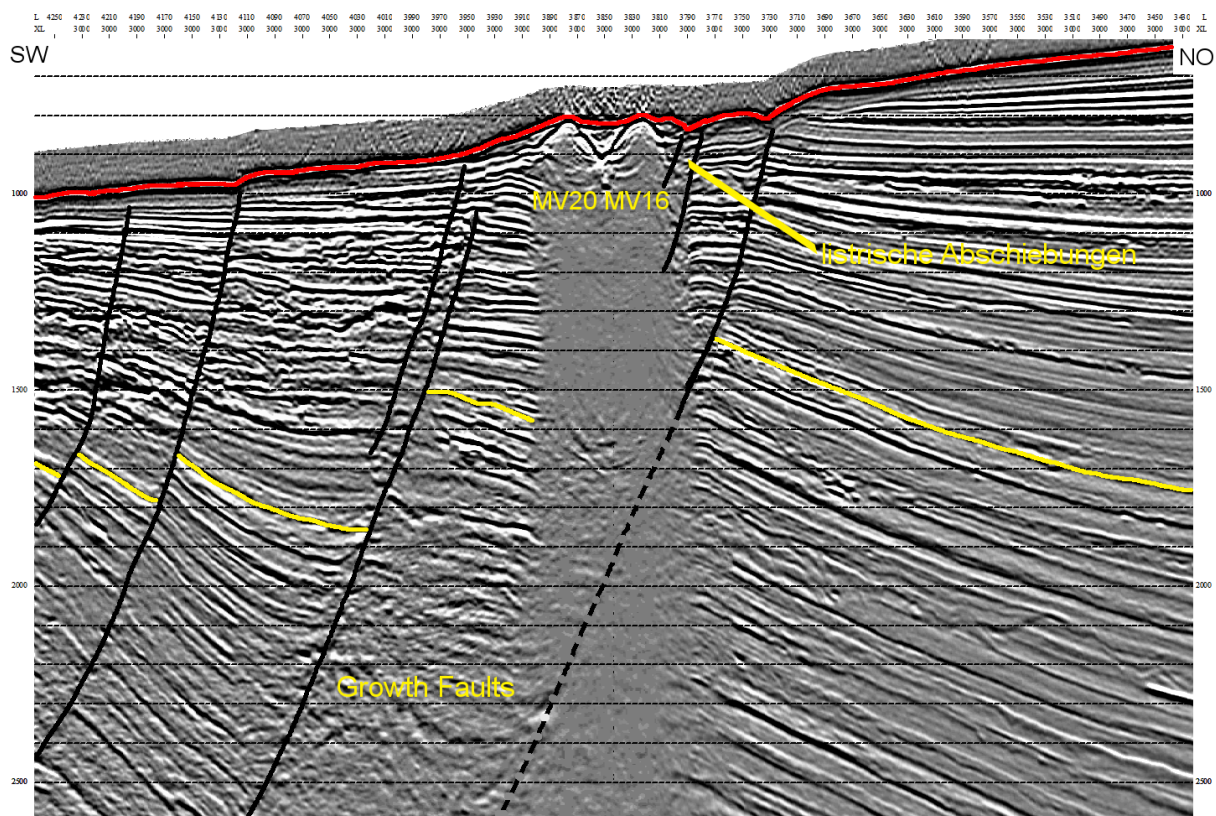


Abbildung 77: Ausschnitt aus Crossline 3.000; Anmerkung: In der Bildmitte der Schlammdiapir mit Mud Volcano Nr. 16 (nordöstlich) und 20 (südwestlich); zu erkennen sind eine Reihe von Growth Faults, wobei die nordöstlichste die Entstehung des Schlammdiapirs und der Mud Volcanoes beeinflusst hat; rot = rezent Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Das Vorhandensein von nur einem Paläo-*Mud Volcano* oder einer Paläo-*Mud Volcano*-Gruppe lässt darauf schließen, dass der Schlammdiapir vom Alter her zwischen den vorher beschriebenen Diapiren steht. Seine schlammvulkanische Aktivität ist älter als die des größten Diapirs mit *Mud Volcano* Nr. 37, jedoch jünger als die des Diapirs mit *Mud Volcano* Nr. 10.

Der Schlammdiapir hat eine Länge (Nordwest-Südost-Achse) von etwa 3.400 Metern und eine Breite (Nordost-Südwest-Achse) von etwa 1.600 Metern (siehe Abbildungen 75, 76 und 77). Damit entsprechen seine Ausmaße ungefähr denen des Schlammdiapirs, der *Mud*

9. Visualisierung und Interpretation der Mud Volcanoes

Volcano Nr. 10 gebildet hat und denen eines durchschnittlichen Schlammdiapirs im Untersuchungsgebiet.

In Abbildung 78 und 79 ist *Mud Volcano* Nr. 13 des Typs E aus Tabelle 1 dargestellt. Sie zeigen den Unterschied zu den vorher dargestellten und beschriebenen *Mud Volcanoes* des Typs C. Auf der *Inline* 3.770 ist zu erkennen wie der *Mud Volcano* nicht direkt aus dem Schlammdiapir hervorgeht, während auf der *Crossline* 3.042 zu sehen ist wie der *Mud Volcano* neben dem Schlammdiapir aufsteigt. Über die Störungen und Klüfte migrieren die Tonsedimente von der nordöstlichen Flanke des Diapirs aus Richtung Meeresboden. Eine dieser Störungen, die der *Mud Volcano* für die Migration nutzt, sieht man in Abbildung 77 (kleine Störung nordöstlich des Schlammdiapirs). Mit einer Länge von 400 Metern (Nordwest-Südost-Achse) und einer Breite von 420 Metern (Nordost-Südwest-Achse) gehört er zu den kleineren *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet und ist wesentlich kleiner als seine vier direkten Nachbarn, was auch charakteristisch für *Mud Volcanoes* des Typs E ist.

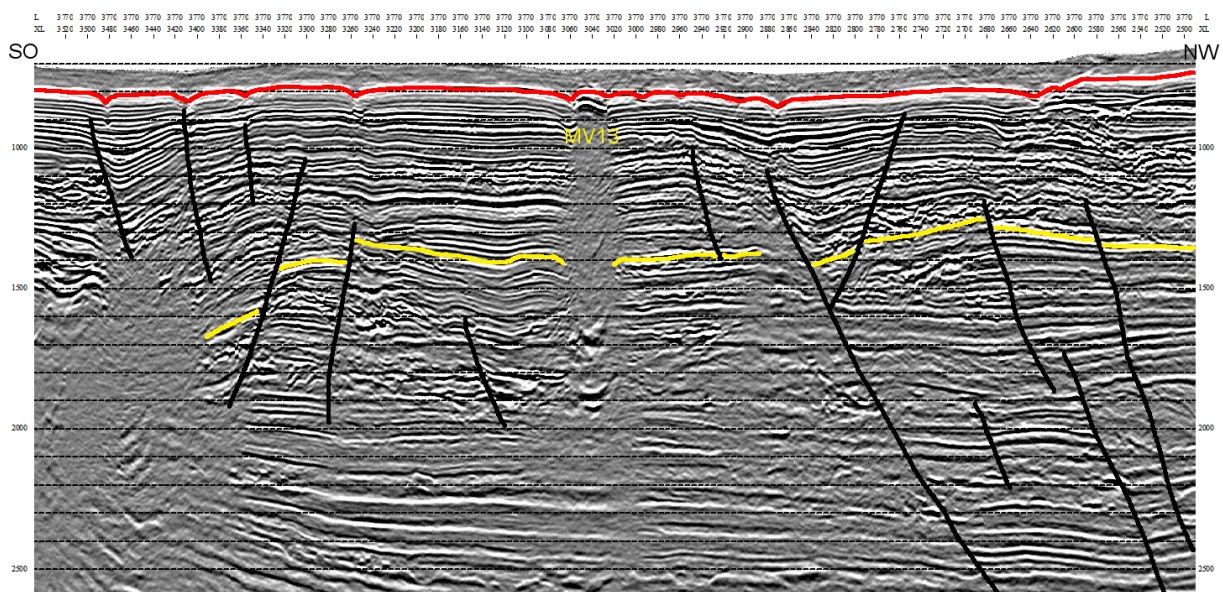


Abbildung 78: Ausschnitt aus *Inline* 3.770; Anmerkung: In der Bildmitte der *Mud Volcano* Nr. 13 ohne erkennbaren Schlammdiapir; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

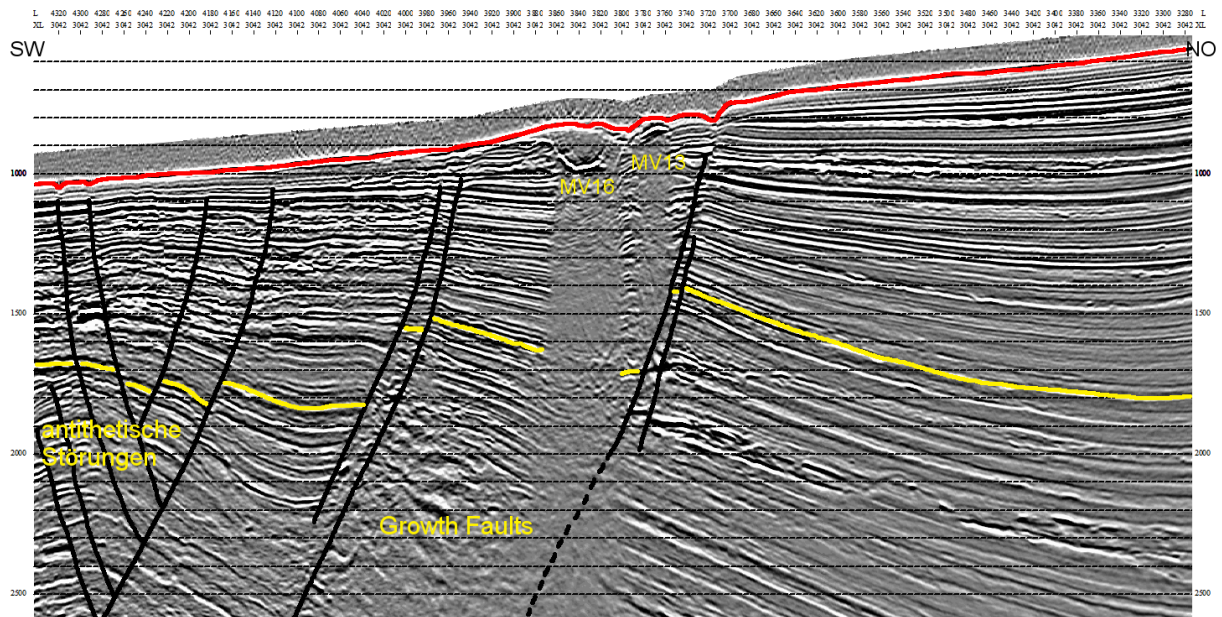


Abbildung 79: Ausschnitt aus Crossline 3.042; Anmerkung: In der Bildmitte der Schlammdiapir mit dem Randbereich von Mud Volcano Nr. 16 und nordöstlich davon der Mud Volcano Nr. 13; die listrischen Abschiebungen entsprechen den Störungen in Abbildung 77; anstatt der kleinen Störung nordöstlich des Diapirs, tritt hier der Mud Volcano Nr. 13 auf; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Die fünf *Mud Volcanoes* bilden zusammen eine Erhebung, da ihre Kegel ineinander übergehen und eine gemeinsame große Struktur formen. Innerhalb dieser Struktur lassen sich jedoch die jeweiligen Krater erkennen und so lassen sich die *Mud Volcanoes* voneinander abgrenzen (siehe Abbildung 80). Der gemeinsame, große Kegel hat seine steilsten Hänge im Westen, wo das Gefälle Werte von bis zu 40 Grad aufweist. Seine Ausmaße betragen etwa 3.050 Meter Länge (Nordwest-Südost-Achse) und 1.850 Meter Breite (Nordost-Südwest-Achse).

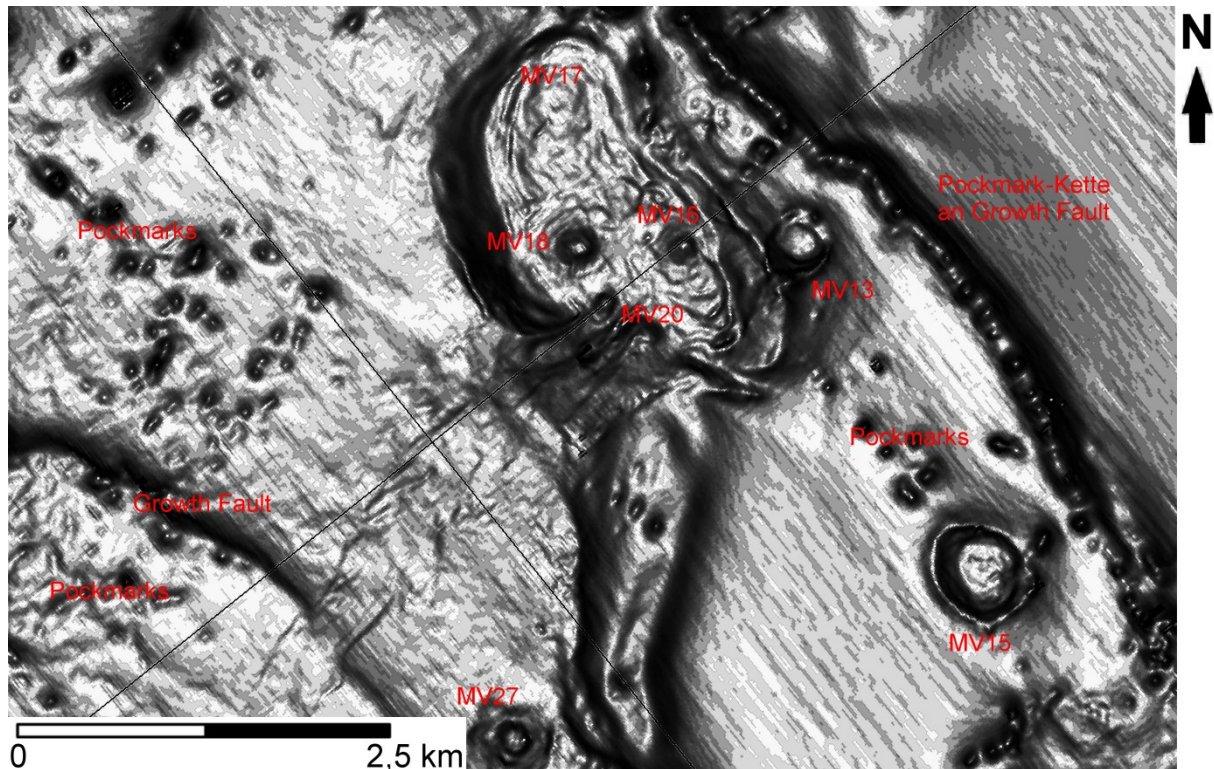


Abbildung 80: Ausschnitt des nördlichen Bereichs aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: In der Bildmitte die fünf Mud Volcanoes; zu erkennen sind die Krater der Mud Volcanoes innerhalb des gemeinsamen großen Kegels; auffällig sind die Growth Faults im Nordosten und Südwesten der Mud Volcanoes; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 42 Grad (schwarz); siehe Anhang 6 für gesamte Karte dieses Horizonts.

Auch hier lassen sich mehrere Lagen der *Mud Breccia*, die sich radial um die *Mud Volcano*-Krater abgelagert hat und den Kegel aufbaut, identifizieren (siehe Abbildung 80 und 81). Es sind jedoch nicht so viele wie bei *Mud Volcano* Nr. 10, was ebenfalls für eine relativ junge Aktivität dieser *Mud Volcanoes* spricht. Zudem sind die Krater der *Mud Volcanoes* hier deutlicher als bei anderen *Mud Volcanoes* des Untersuchungsgebiets zu erkennen, was an den steileren Kraterwänden und den tiefer ausgebildeten Senken im Vergleich zu anderen Kratern liegt (siehe Abbildung 80 und 81). Daraus lässt sich schließen, dass die letzten Ausbrüche und somit das Einstürzen der Krater relativ zeitnah geschehen sein müssen, da Erosion und Sedimentation die Morphologie noch nicht wesentlich verändert haben.

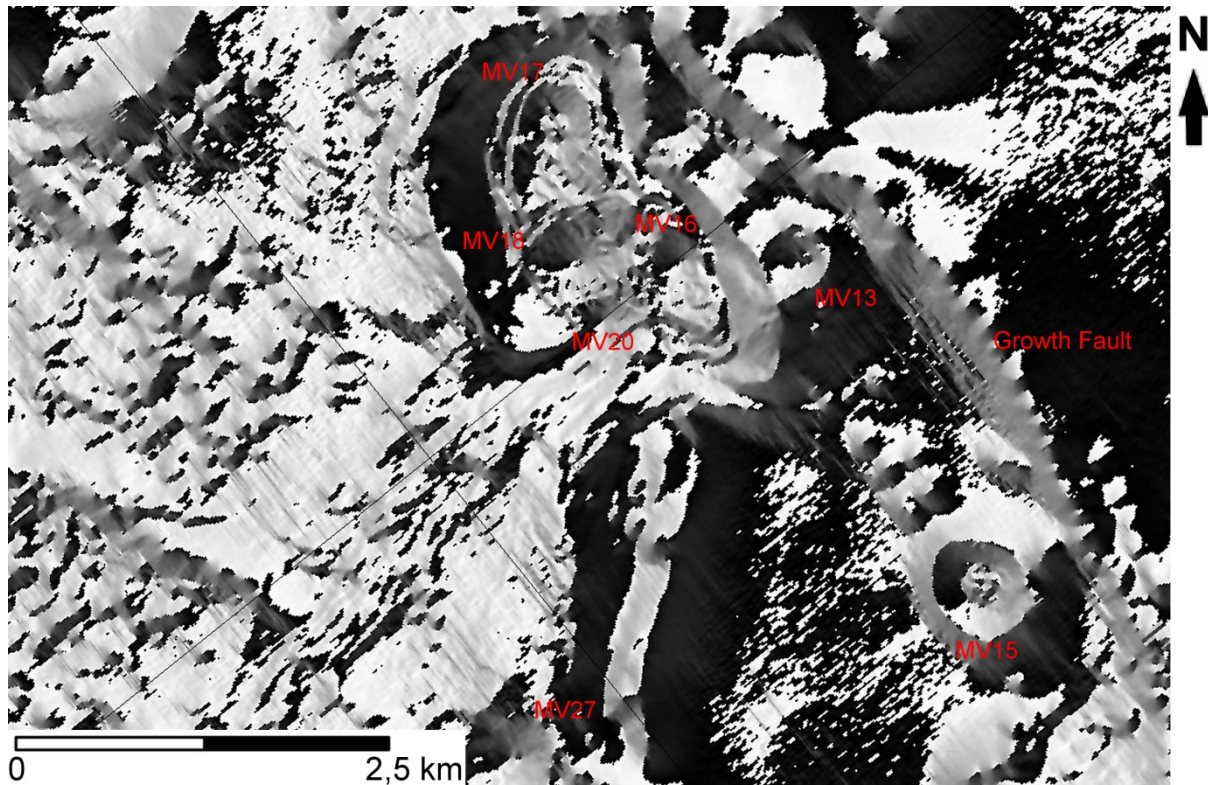


Abbildung 81: Ausschnitt des nördlichen Bereichs aus der Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: In der Bildmitte die fünf Mud Volcanoes; auch hier ist der eingestürzte Krater der Mud Volcanoes zu erkennen; um die Krater herum sind die Lagen der Mud Breccia zu erkennen, die den Kegel formen; Skala: von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß); siehe Anhang 7 für gesamte Karte dieses Horizonts.

Die listrischen Abschiebungen weisen die charakteristische Nordwest-Südost-Orientierung wie im restlichen Untersuchungsgebiet auf und lassen sich am Meeresboden deutlich identifizieren (siehe Abbildung 80 und 81). Neben der Orientierung dieser Störungen stimmen zudem der Abstand zu den *Mud Volcanoes* und der Winkel der listrischen Abschiebungen im gesamten Untersuchungsgebiet überein. Der Abstand der listrischen Abschiebung zum dazugehörigen *Mud Volcano* an der Sedimentoberfläche liegt im Untersuchungsgebiet immer zwischen 600 und 900 Metern. Der Winkel mit dem die listrischen Abschiebungen einfallen beträgt etwa 55 bis 65 Grad.

Die anderen *Mud Volcanoes* des Untersuchungsgebiets unterscheiden sich nicht wesentlich von den Beschriebenen und ähneln in Morphologie, Geometrie und Entstehung den bereits gezeigten Exemplaren.

10. Visualisierung und Interpretation der Pockmarks

Für die Visualisierung und Interpretation der *Pockmarks* wurde das gleiche Untersuchungsgebiet wie in Kapitel 9 zu den *Mud Volcanoes* untersucht (siehe Abbildung 34 und 58).

Im gesamten Untersuchungsgebiet, mit Ausnahme des Kontinentalschelfs und des obersten Bereichs des oberen Kontinentalhangs, treten *Pockmarks* auf. Die Präsenz der zahlreichen kreisförmigen Krater am Meeresboden lässt auf eine rege vertikale Gasmigration im Untergrund schließen. Da wo *Pockmarks* vermehrt auftreten, befinden sich ohne Ausnahme große Schlammdiapire im Untergrund. Zudem treten *Pockmarks* und *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet häufig gemeinsam auf. Die Krater der *Pockmarks* können in der *RMS Amplitude*-Attributkarte des Meeresbodens in Abbildung 82 identifiziert werden. Es gibt fünf Bereiche, in denen die *Pockmarks* vermehrt auftreten und größere Felder bilden. Diese Bereiche konzentrieren sich auf den Nordwesten (*Pockmark-Feld 1*), das Zentrum (*Pockmark-Feld 2*), den Westen (*Pockmark-Feld 3*), den Südwesten (*Pockmark-Feld 4*) und den Süden (*Pockmark-Feld 5*) des Untersuchungsgebiets. Dabei handelt es sich um frei ausgewählte Bereiche, welche ausschließlich anhand der Anzahl, Dichte und Charakteristika der *Pockmarks* definiert wurden (siehe Abbildung 82).

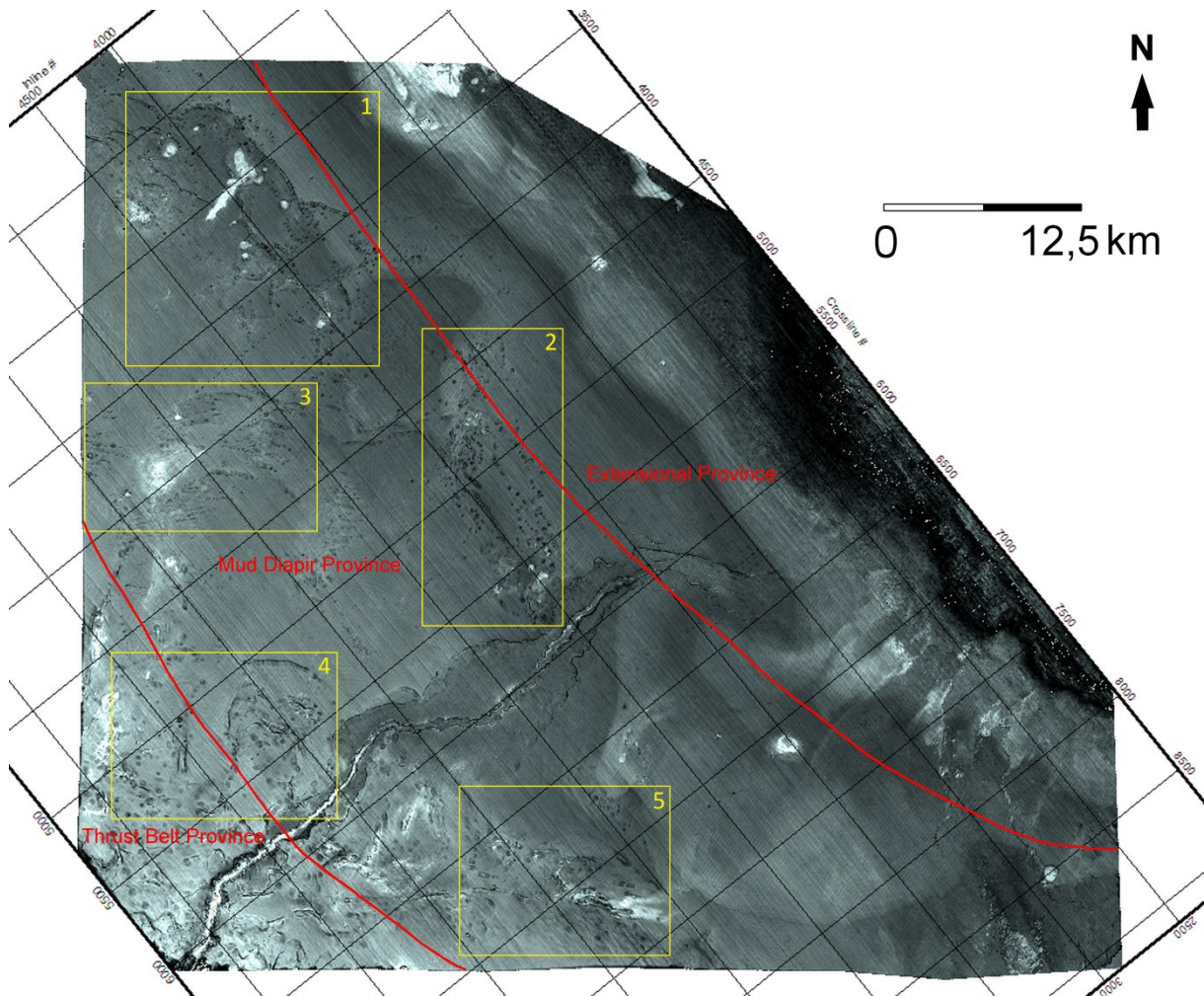


Abbildung 82: RMS Amplitude-Attributkarte vom Meeresboden des gesamten Seismic Survey (Untersuchungsgebiet B) mit der Lage der fünf definierten Pockmark-Felder; Anmerkung: Im Zentrum des Untersuchungsgebiets ist der Fishtown-Canyon zu sehen; die definierten Pockmark-Felder sind gelb markiert; niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell (siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 6 und 7)

Auffällig ist, dass sich die *Pockmarks* vor allem in Feld 1 und 2 vornehmlich parallel zum Kontinentalschelf anordnen. Innerhalb dieses Bereichs sind die *Pockmarks* häufig in Ketten angeordnet, wie es in Kapitel 6.2 beschrieben ist. Die Entstehung dieser *Pockmarks* ist hier maßgeblich an die vorliegenden Störungen gebunden. Diese Ketten folgen dem Verlauf der listrischen Abschiebungen und deren Nebenstörungen und sind somit wie die regionale Hauptstörungsrichtung des Nigerdelta-Beckens nach Nordwest-Südost ausgerichtet. Die Gase, die bei dem Austritt an der Sedimentoberfläche die *Pockmarks* gebildet haben, sind entlang dieser Störungen in Richtung Meeresboden migriert (siehe Abbildung 33 und 83). Die Störungen sind wiederum mit den Schlammdiapiren oder Gasschloten verbunden, aus denen die Gase stammen. Die *Pockmark*-Felder befinden sich daher direkt oberhalb größerer Diapirstrukturen.

10. Visualisierung und Interpretation der Pockmarks

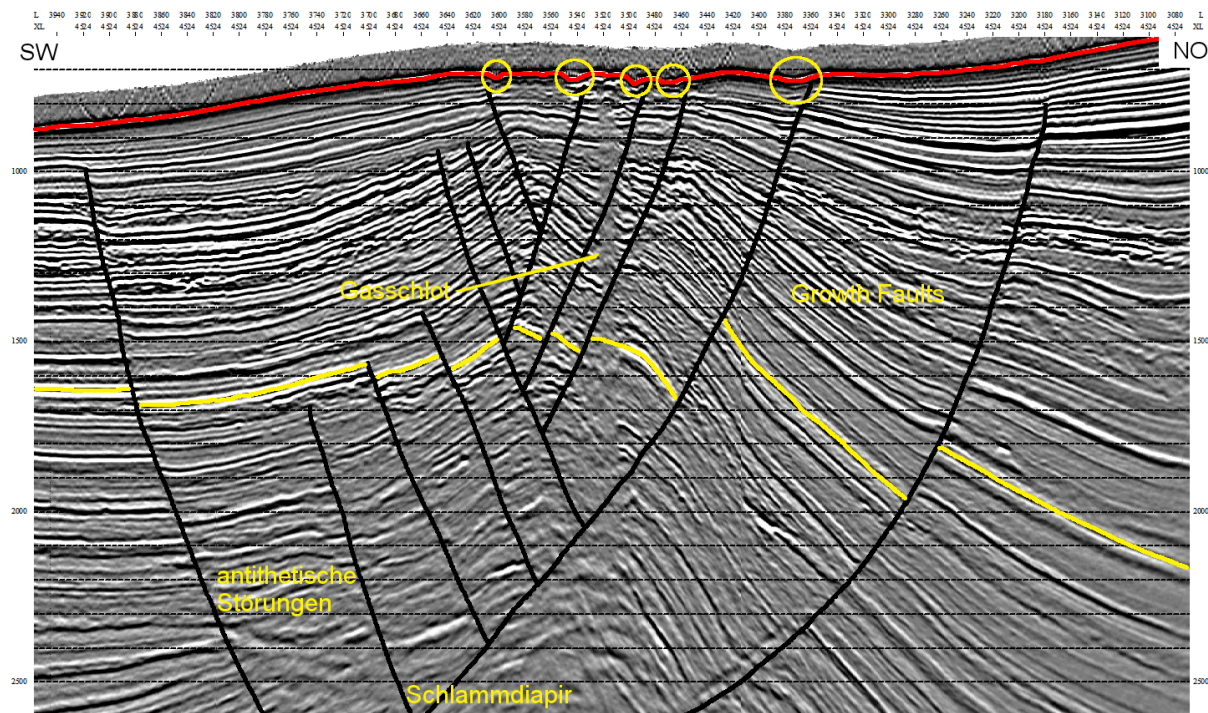


Abbildung 83: Ausschnitt aus Crossline 4.524; Anmerkung: In der Bildmitte ist eine Gasansammlung zu sehen, die vertikal von einem Diapir zum Meeresboden hin aufsteigt; an der Sedimentoberfläche sind fünf Pockmarks jeweils an den Enden der Störungen zu sehen (gelb markiert); die Störungen dienen als Migrationswege der Gase; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Die *Pockmarks* in Abbildung 83 liegen im nördlichen Randbereich des *Pockmark*-Feldes 2 innerhalb des Untersuchungsgebiets. Sie befinden sich in einer Wassertiefe von etwa 530 Metern und haben Kraterdurchmesser von etwa 180 bis 220 Meter. Die *Pockmarks* befinden sich immer in Richtung des Einfallens der Störungsfläche. Bei Südwest-einfallenden Störungen sind sie auf der südwestlichen Seite der Störungsfläche und bei Nordost-einfallenden Störungen auf der nordöstlichen Seite (siehe Abbildung 83). In der Bildmitte ist ein vertikaler Gas-Aufstiegsschlot erkennbar, der eine geringe seismische Reflexion aufweist. Der Schlot entspringt bei etwa 2.500 Millisekunden TWT (2.125 Meter) aus einem Schlammdiapir und endet knapp unterhalb des Meeresbodens. Die bis zur Sedimentoberfläche reichenden Störungen stehen in Verbindung mit diesem Schlot. Während des Aufstiegs des Schlots wurden die umgebenden Sedimente durchdrungen und bewegt. Diese Bewegung zog die Bildung der Nebensterungen der listrischen Abschiebung nach sich. Ein Beispiel aus *Pockmark*-Feld 1 für einen *Pockmark*, bei welchem die Gase nicht an einer Störung aufgestiegen sind, ist in Abbildung 84 zu sehen.

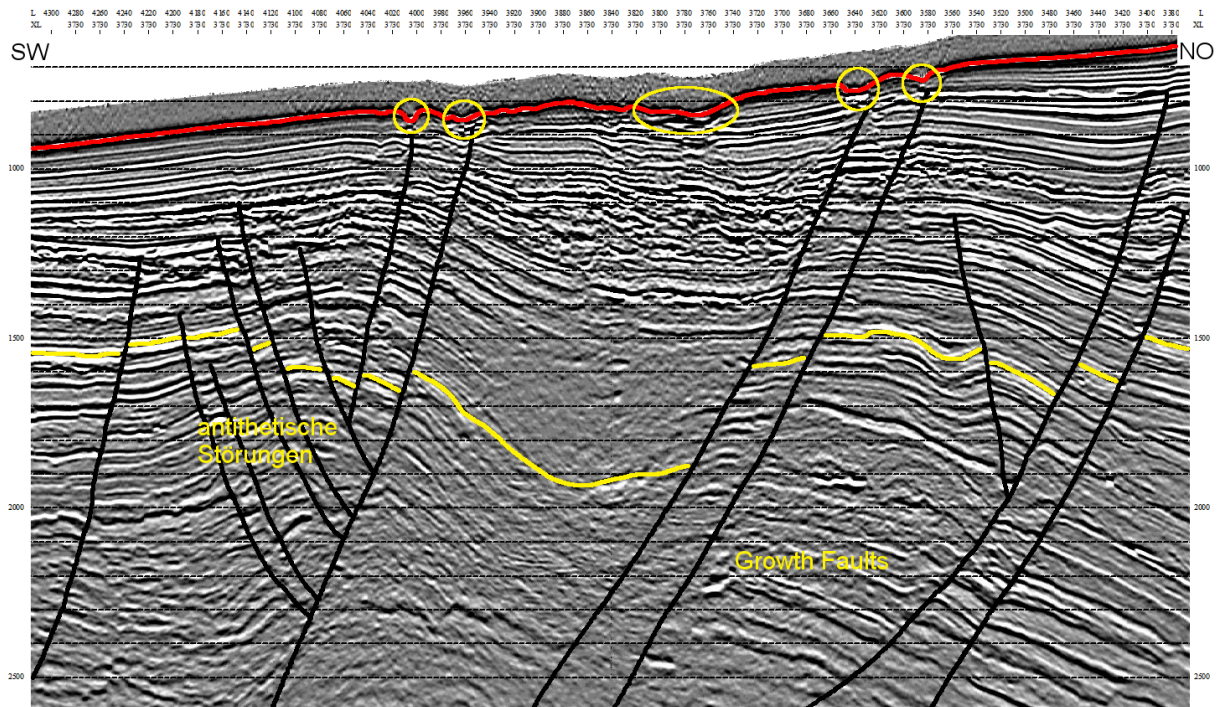


Abbildung 84: Ausschnitt aus Crossline 3.730; Anmerkung: In der Bildmitte am Meeresboden (gelb markiert) ist ein Giant Pockmark zu sehen, der nicht an einer Störung aufgestiegen ist, sondern aus einer Gasansammlung direkt unterhalb dieses Pockmarks; zusätzlich sind Normal Pockmarks an Störungen in gelb markiert; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Die Größenverteilung der *Pockmarks* im Untersuchungsgebiet ist relativ homogen. Der Großteil gehört zu den sogenannten normalen *Pockmarks* mit einem Kraterdurchmesser von 60 bis 180 Meter. Zudem treten einige größere Exemplare mit Kraterdurchmessern von bis zu 450 Metern auf, welche als *Giant Pockmarks* klassifiziert werden. Die Formverteilung ist hingegen nicht so homogen. Die kreisrunden *Pockmarks* sind am häufigsten und treten zumeist im Norden und im Zentrum des Untersuchungsgebiets auf, gefolgt von den *Elongated Pockmarks*, welche eher im Süden und Westen häufiger vorkommen. Zudem handelt es sich bei den meisten untersuchten Strukturen um *Random Pockmarks* des Typs I nach Riboulot et al. (2013), während Typ II untergeordnet auftritt. Die Tiefe der Krater reicht von zehn bis 25 Meter, wobei die Kraterländer ein Gefälle von bis zu 40 Grad haben und sich somit deutlich sichtbar vom restlichen Meeresboden abgrenzen. Am besten sind die morphologischen Eigenschaften der *Pockmarks* in *Dip Curvature*-Attributkarten zu sehen (siehe Abbildung 85). Die Abbildung zeigt 74 normale *Pockmarks* allein in diesem kleinen Ausschnitt des Untersuchungsgebiets. Daraus lässt sich schließen, dass das Untersuchungsgebiet hydraulisch sehr aktiv ist.

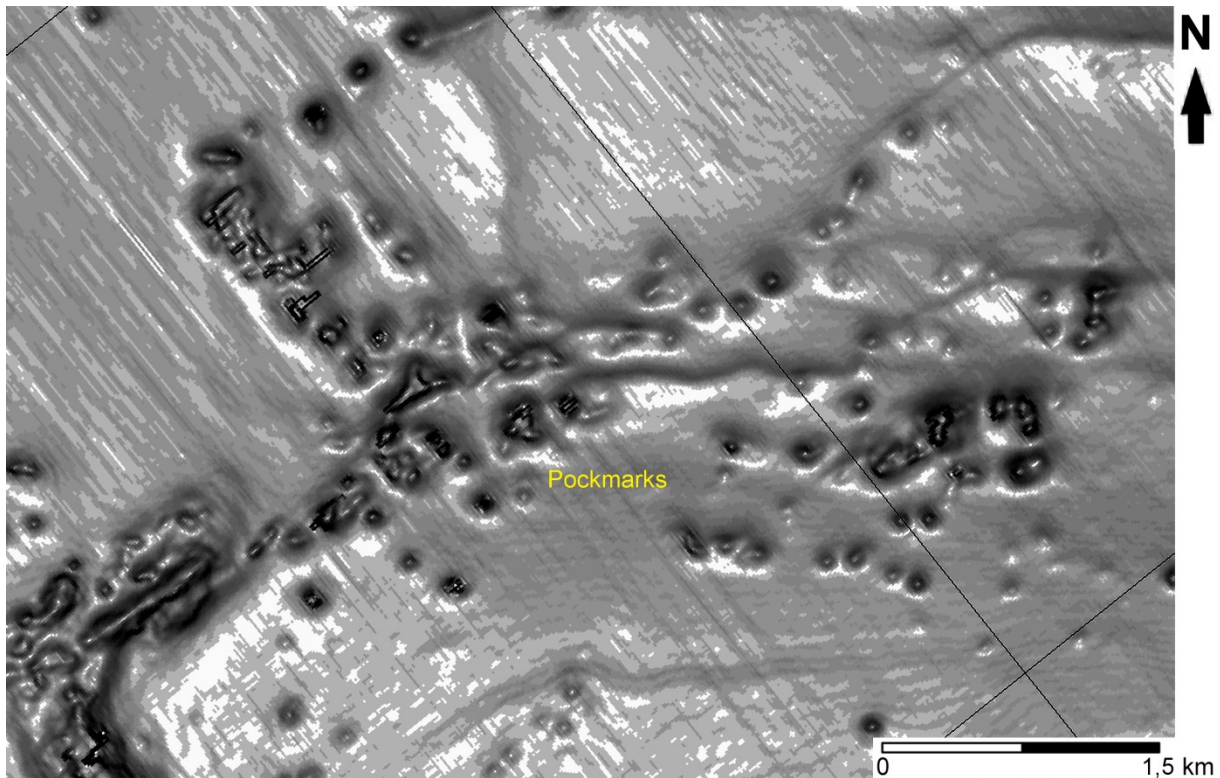


Abbildung 85: Ausschnitt des östlichen Randbereichs von Pockmark-Feld 1 aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: Zu sehen sind Pockmarks mit Kraterdurchmessern von 60 bis 120 Metern und einem Gefälle der Kraterränder von bis zu 40 Grad; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 40 Grad (schwarz); siehe Anhang 6 für gesamte Karte dieses Horizonts.

Abbildung 86 zeigt eine synsedimentäre *Growth Fault*, entlang derer sich 27 normale *Pockmarks* kettenförmig am Meeresboden angeordnet haben. Diese *Pockmarks* befinden sich ebenfalls ausschließlich vor der Störung, welche für die Gase des Schlammdiapirs als Möglichkeit der Migration dient. Diese Beobachtungen deuten auf einen Bildungsprozess, wie er von Pilcher & Argent (2007) beschrieben wird, hin. Die meisten der im Untersuchungsgebiet identifizierten *Pockmarks* steigen an Störungen auf. Dies muss jedoch nicht ausschließlich in Form von *Pockmark*-Ketten an großen Hauptstörungen geschehen, häufiger treten sie isoliert verbunden mit kleinen Nebenstörungen auf.

Zudem sind seltener *Pockmarks* zu sehen, die zufällig am Meeresboden verteilt scheinen und nicht mit einer Störung assoziiert sind. Diese sind durch die Nebenschlote der umliegenden *Mud Volcanoes* oder durch die Gasschlote, die direkt von den Schlammdiapiren ausgehen, entstanden, wie es von Dimitrov & Woodside (2003) beschrieben wird. Das gemeinsame Auftreten der vielen *Pockmarks* mit den zahlreichen *Mud Volcanoes* bezeugt die starken vertikalen Fluidströme im Untergrund in diesem Bereich des Untersuchungsgebiets. Eine weitere Möglichkeit für die Bildung der *Pockmarks*, die im Untersuchungsgebiet auftritt,

ist eine Kombination aus Gasschloten und Störungen als Möglichkeit der vertikalen Migration (wie in Abbildung 83 zu sehen).

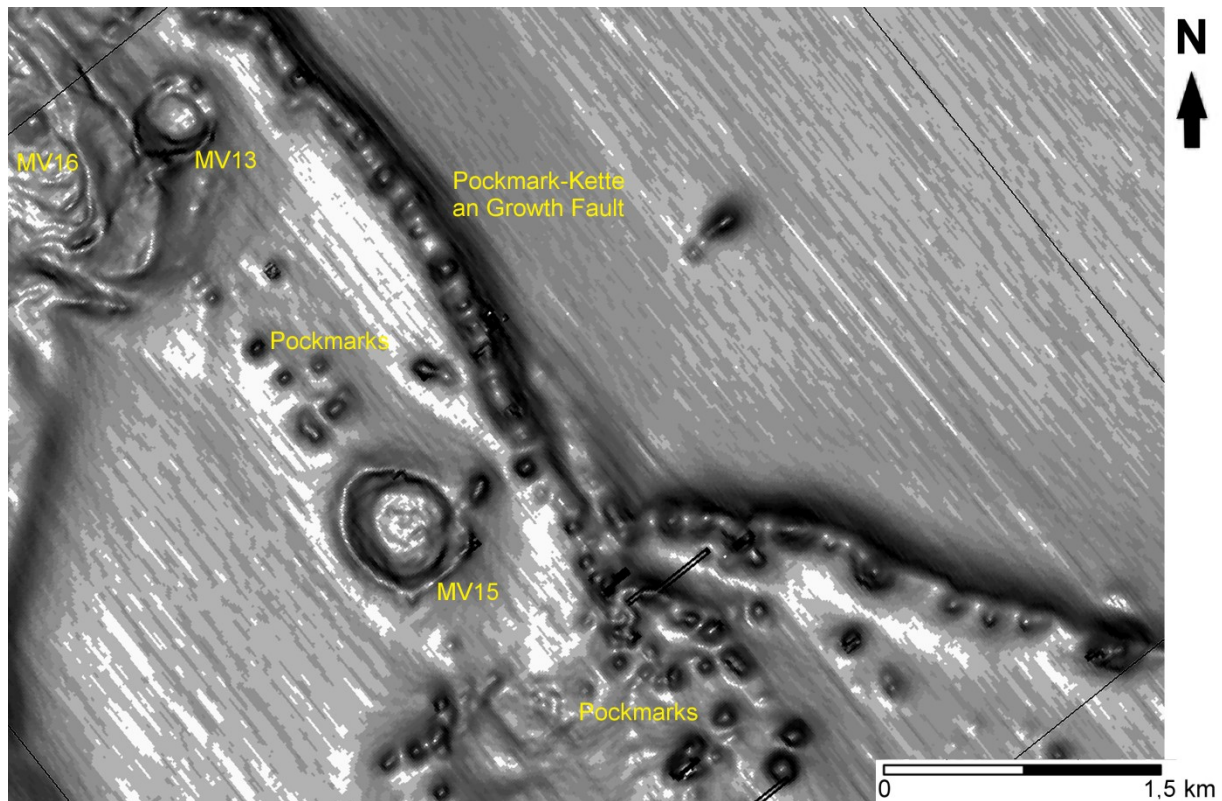


Abbildung 86: Ausschnitt des zentrumsnahen Bereichs von Pockmark-Feld 1 aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: Zu sehen sind Pockmarks, die Ketten entlang einer Growth Fault bilden; die Kraterdurchmesser reichen von 60 bis 160 Meter und die Kraterränder haben bis zu 40 Grad Gefälle; zu sehen sind die Mud Volcanoes Nr. 13, 15 und 16 aus Tabelle 1 in Kapitel 9; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 42 Grad (schwarz); siehe Anhang 6 für gesamte Karte dieses Horizonts.

Ein Vergleich der *Pockmarks* aus den beiden letzten Abbildungen zeigt, dass es im Gegensatz zu Abbildung 86 in Abbildung 85 einige kleinere und flachere *Pockmarks* mit weniger steilen Kraterrändern gibt. Diese *Pockmarks* sind wahrscheinlich inaktiv und mit Sedimenten teilweise verfüllt. In unmittelbarer Umgebung von *Mud Volcanoes* treten solche inaktiven *Pockmarks* seltener auf. Dies ist im gesamten Untersuchungsgebiet zu beobachten, woraus sich ableiten lässt, dass *Pockmarks*, welche mit *Mud Volcanoes* assoziiert sind, kontinuierlich aktiv sind und *Pockmarks*, die unabhängig von *Mud Volcanoes* sind, teilweise inaktive Phasen haben und möglicherweise periodisch aktiv sind.

Die *Pockmarks* in den *Pockmark*-Feldern 1 und 2 unterscheiden sich in Anzahl, Form und Größe von denen aus den anderen Feldern. Zum Vergleich zeigt Abbildung 87 einen Ausschnitt aus *Pockmark*-Feld 5. Die Anzahl der identifizierbaren *Pockmarks* ist hier deutlich

reduziert (38 Exemplare) und es kommen häufig *Pockmarks* mit Kraterdurchmessern von über 120 Metern vor. Die sonst so häufigen, kleineren Exemplare mit Durchmessern von 60 bis 80 Metern sind hier kaum anzutreffen. Die Krater sind flacher und erreichen nur etwa zehn bis 15 Meter. Zudem unterscheiden sie sich in ihrer Form, da asymmetrische *Elongated* oder *Composite Pockmarks* hier die Regel darstellen.

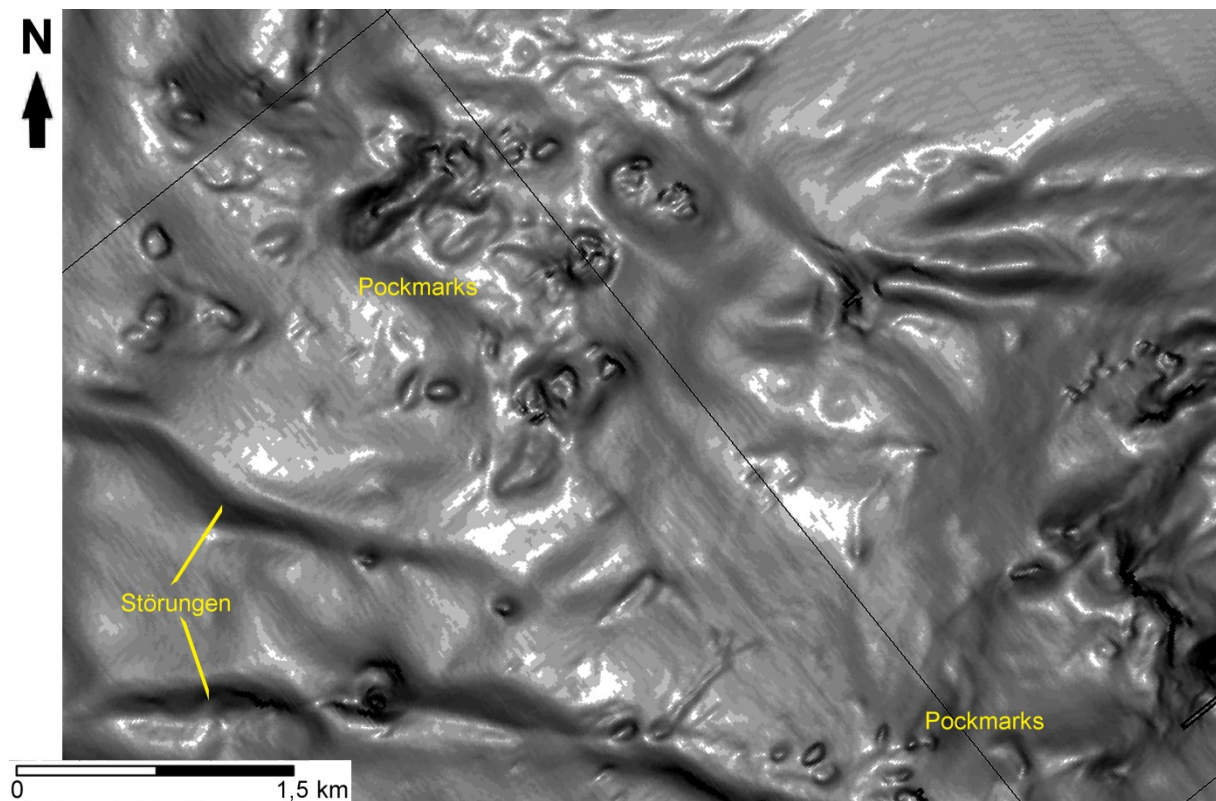


Abbildung 87: Ausschnitt des zentralen Bereichs von Pockmark-Feld 5 aus der Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens; Anmerkung: Es sind wenige aber dafür größere Pockmarks (als in den Pockmark-Feldern 1 oder 2) zu sehen, die zudem eine andere Form aufweisen; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 32 Grad (schwarz); siehe Anhang 6 für gesamte Karte dieses Horizonts.

Schaut man sich die Anzahl der rezenten *Mud Volcanoes* in den definierten *Pockmark*-Feldern an, fällt auf, dass sie mit der Anzahl der *Pockmarks* innerhalb dieser Felder korrelieren. In den Feldern mit einer höheren Dichte an *Pockmarks* treten auch vermehrt *Mud Volcanoes* auf (siehe Tabelle 3). Daraus lässt sich schließen, dass beide Strukturen ähnliche Bildungsbedingungen bevorzugen, die *Pockmarks* ebenfalls aus den Fluidströmen in den Tonsedimenten der Schlammdiapire gespeist werden und die rezente Aktivität der Fluidaustritte daher im Nordwesten des Untersuchungsgebiets am größten ist.

Tabelle 3: Informationen zu den definierten Pockmark-Feldern in Untersuchungsgebiet B; Anmerkung: Für die Lage und Ausmaße der definierten Felder siehe Abbildung 83

Pockmark-Feld	Anzahl Pockmarks	Kraterdurchmesser [m]	Kratertiefe [m]	Gefälle Kraterränder [°]	Anzahl Mud Volcanoes
1	564	100	17	40	16
2	388	105	17	40	8
3	232	95	15	35	1
4	139	120	11	30	2
5	147	120	12	30	2

Dass das Gefälle der Kraterränder und die Tiefe der Krater in den südlichen *Pockmark*-Feldern geringer ist als im Nordosten, könnte darauf hinweisen, dass die letzte Aktivität der *Pockmarks* schon vor etwas längerer Zeit gewesen sein könnte. Die inaktiven *Pockmarks* wurden mit der Zeit teilweise mit Sedimenten verfüllt und so die ursprüngliche Morphologie verändert. Die kleineren *Pockmarks* mit Kraterdurchmessern von 60 bis 80 Metern und Tiefen von etwa zehn Metern könnten vollständig verfüllt worden sein und sind deswegen in den südlichen Feldern nicht mehr zu identifizieren.

Die *Pockmark*-Felder 1 und 2 weisen demnach die größte hydraulische Aktivität an Fluidströmen im Untergrund und Fluidaustritten an der Sedimentoberfläche auf. Zudem sind die Mehrheit der *Pockmarks* rezent aktiv und die Entstehung der Krater erfolgte zeitnah. Die *Pockmark*-Felder 4 und 5 hingegen zeugen eher von einer geringen Aktivität bis Inaktivität, welche eher eine gewisse Zeit zurückliegt. Das *Pockmark*-Feld 3 scheint Charakteristika der anderen Felder in sich zu vereinen. Die Krater ähneln in Größe, Tiefe und Gefälle eher denen aus den Feldern 1 und 2, sind also relativ jung und noch aktiv. Die Anzahl der *Pockmarks* sowie *Mud Volcanoes* deutet jedoch eher auf eine geringe hydraulische Aktivität wie in den Feldern 4 und 5 hin. Zusammenfassend lässt das auf die höchsten Porenfluiddrücke im Norden des Untersuchungsgebiets schließen, welche für den höchsten *Geopressure* im Untergrund verantwortlich sind. Dieser *Geopressure* wird durch die höchsten Sedimentationsraten im Untersuchungsgebiet verursacht.

Die südöstlichen Bereiche der *Pockmark*-Felder 2 und 4 befinden sich zudem im Einflussbereich des Fishtown-Canyons. Hier könnten die erhöhte Sedimentations- und Erosionsrate Einfluss auf die Entstehung und Entwicklung der *Pockmarks* haben. Zum Beispiel könnten die Sedimente über einer Gasansammlung durch eine verstärkte Erosion abgetragen werden und so das Austreten der Gase am Meeresboden erleichtern und beschleunigen. Eindeutige Hinweise dafür konnten aber im Untersuchungsgebiet nicht

10. Visualisierung und Interpretation der Pockmarks

gefunden werden. Für einen Einfluss der verstärkten Sedimentation könnte jedoch sprechen, dass die *Pockmarks* in der näheren Umgebung des Canyons teilweise mit Sedimenten verfüllt waren. Dies könnte aber auch, wie bereits beschrieben, an der längeren Inaktivität der *Pockmarks* in diesem Bereich liegen. Auffällig ist hingegen, dass direkt im Canyon keine *Pockmarks* zu finden sind, da sie, wenn einmal vorhanden, erodiert worden sind.

Im Untersuchungsgebiet wurden zudem Paläo-*Pockmarks* identifiziert, jedoch nicht so häufig wie auf dem rezenten Meeresboden. Die geringere Anzahl an Paläo-*Pockmarks* im Vergleich zu den rezenten Nachfolgern korreliert mit der geringeren Anzahl an Paläo-*Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet und könnte ein Hinweis auf schwächere hydraulische Aktivität der vertikalen Fluidströme im Pleistozän sein. Abbildung 88 zeigt einen der größten Paläo-*Pockmarks* des Untersuchungsgebiets. Es handelt sich um einen tief in die Sedimentsäule eindringenden *Random Pockmark* des Typs II an einer antithetischen Störung, welcher schon über eine lange Zeit hinweg bis heute hydraulisch aktiv ist und wiederholt als Fluidaustritt diente. Der Kraterdurchmesser liegt bei etwa 160 Metern, die Kratertiefe bei etwa 16 Metern und das Gefälle bei etwa 40 Grad.

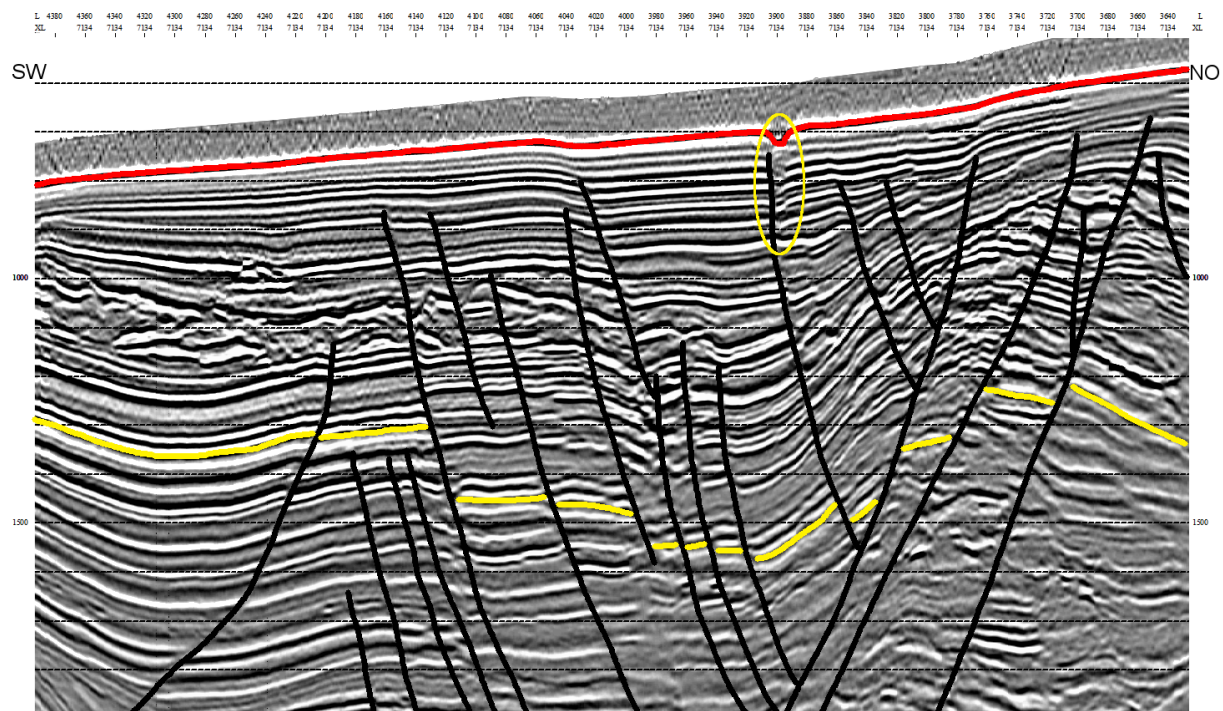


Abbildung 88: Ausschnitt aus Crossline 7.140; Anmerkung: In gelb markiert sind ein rezenters als auch Paläo-Pockmarks; rot = rezenters Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

Abbildung 89 zeigt ein identifiziertes Paläo-Pockmark-Feld auf dem Reflexionshorizont der seismischen Diskordanz aus Kapitel 8. Es befindet sich zwischen den *Inlines* 3.500 bis 3.700 und den *Crosslines* 6.050 bis 6.300. Das Alter der Paläo-Pockmarks lässt sich anhand des Alters der Diskordanz auf das Jungpleistozän (Tarantium) datieren, womit sie die Ältesten im Untersuchungsgebiet beobachteten darstellen. Die Paläo-Pockmarks sind 50 bis 150 Meter breit und 10 bis 30 Meter tief. Sie liegen in einer Teufe von etwa 600 bis 675 Metern unter der Sedimentoberfläche. Sie sind assoziiert mit dem angrenzenden Paläo-Canyon und einer *Growth Fault*, entlang derer sich einige der Pockmarks, wie es auch bei den rezenten Pockmarks der Fall ist, in einer Kette angeordnet haben. In Größe und Morphologie ähneln sie ihren rezenten Nachfolgern. Es treten jedoch deutlich weniger dieser Strukturen auf, was entweder für eine geringere hydraulische Aktivität der vertikalen Fluidströme zu dieser Zeit spricht oder an einer nicht vollständigen Erhaltung liegt.

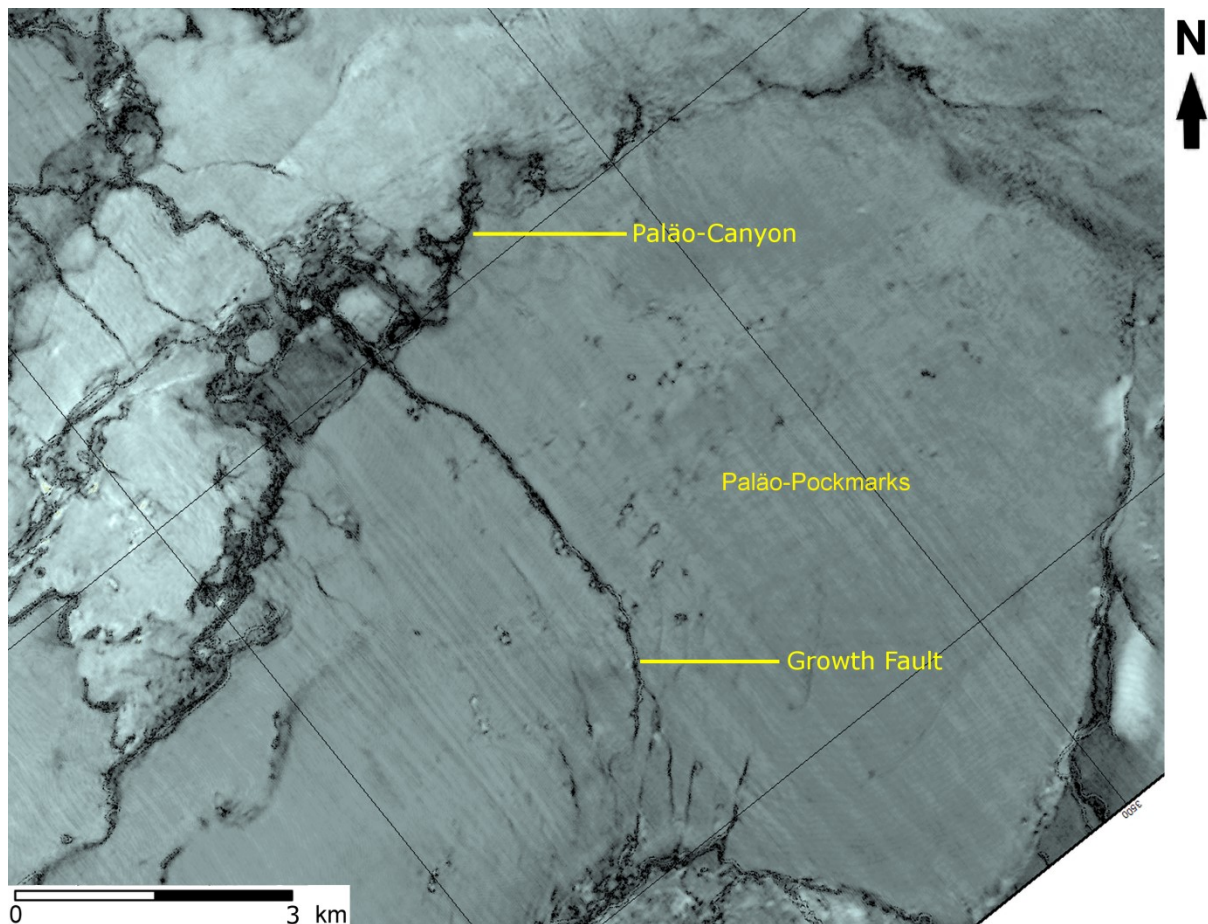


Abbildung 89: Ausschnitt aus RMS Amplitude-Attributkarte der seismischen Diskordanz (siehe Abbildung 56 für Ansicht der gesamten Karte); Anmerkungen: die Pockmarks bildeten sich in direkter Nachbarschaft zu dem Paläo-Canyon und einer der Growth Faults.

10. Visualisierung und Interpretation der Pockmarks

Da das einzige größere Paläo-*Pockmark*-Feld des Untersuchungsgebiets im Süden identifiziert wurde, lässt sich daraus schließen, dass in diesem Bereich zu dieser Zeit die stärkste hydraulische Aktivität der vertikalen Fluidströme zu verzeichnen war. Dies korreliert auch mit der Häufigkeit der Paläo-*Mud Volcanoes* zu dieser Zeit.

11. Visualisierung und Interpretation des Störungssystems

Für die Interpretation des Störungssystems wurden vier Reflexionshorizonte interpretiert. Diese vier Reflexionshorizonte entsprechen zum einen dem rezenten Meeresboden und zum anderen drei Paläo-Meeresböden/Sequenzgrenzen bei ungefähr 0,8 Millionen Jahren (Top Calabrium), bei ungefähr 5,3 Millionen Jahren (Top Messinium) und bei ungefähr 11,7 Millionen Jahren (Top Serravallium) (ICS, 2016). Als Grenzen des Untersuchungsgebiets wurde der tektonisch, schlammvulkanisch und hydraulisch aktivste Bereich mit den intensivsten Fluidströmen im Untergrund des *Seismic Surveys* ausgewählt (siehe Kapitel 9 und 10). Die Grenzen des Untersuchungsgebiets sind Abbildung 34 zu sehen.

Die Interpretation des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden ist begrenzt auf den für dieses Untersuchungsgebiet zugeschnittenen *Seismic Survey* auf einer Strukturkarte in *Two-Way-Time* in Abbildung 90 dargestellt. Die Skala der *Two-Way-Time* verläuft von etwa 498 bis 1.165 Millisekunden, was bei einer durchschnittlichen P-Wellengeschwindigkeit in Wasser von 1.480 Meter pro Sekunde zu einer Teufendifferenz von etwa 500 Metern führt. Das Einfallen des Meeresbodens reicht von etwa 1,3 bis 2,5 Grad.

Abbildung 91 zeigt eine 3D-Ansicht des rezenten Meeresbodens, auf der die Störungen und vor allem die Nordwest-Südost verlaufenden Hauptstörungen und Nebensterungen zu erkennen sind. Zudem erkennt man einen Unterschied in der Beschaffenheit des Meeresbodens zwischen den nordöstlichen und dem südwestlichen Bereichen, welche durch eine dominante synsedimentäre *Growth Fault* voneinander getrennt werden. Nordöstlich dieser Störung wirkt der Meeresboden relativ homogen, während er im Südwesten morphologisch heterogener zu werden scheint. Das liegt an der Zunahme der *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* in diesem Bereich, denn diese regional ausgeprägte *Growth Fault* bildet die Grenze zwischen zwei Ablagerungsgürteln (dem *Distal Belt* im Nordosten und dem *Diapir Belt* im Südwesten). Damit einher geht die Grenze zwischen den strukturellen Gefügezonen (der *Extensional Province* im Nordosten und der sich anschließenden *Mud Diapir Province* im Südwesten; siehe Abbildung in Anhang 19). Die weiteren Störungen sind hingegen keine überregionalen Störungen, sondern nur kleinere zu der Hauptstörung

11. Visualisierung und Interpretation des Störungssystems

gehörende Nebenstörungen. Sie treten nur lokal auf und haben keine so große Bedeutung für die Sedimentologie und Tektonik.

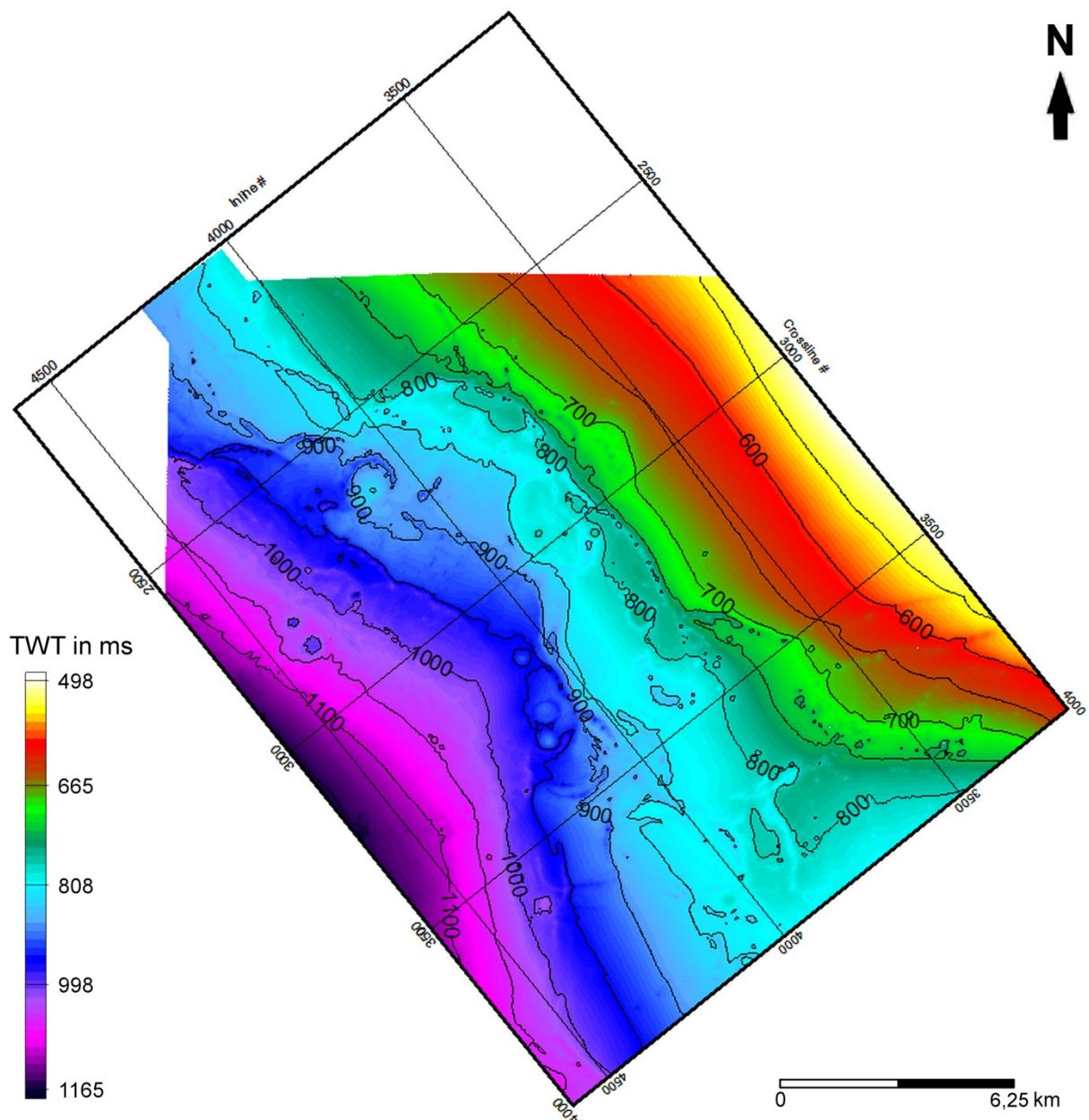


Abbildung 90: Strukturkarte des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Konturlinienabstand ist 50 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; 0 ms = NN, 400 ms = 300 m, 800 ms = 600 m, 1.200 ms = 900 m Wassersäule bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.480 Meter pro Sekunde

Die *Mud Diapir Province* (*Diapir Belt*) ist in Abbildung 91 anhand der deutlich zu beobachtenden schlammvulkanischen und hydraulischen Aktivität zu identifizieren. Die nahezu kreisrunden, erhöhten Strukturen stellen dabei die *Mud Volcanoes* und die kleineren Senken die *Pockmarks* dar.

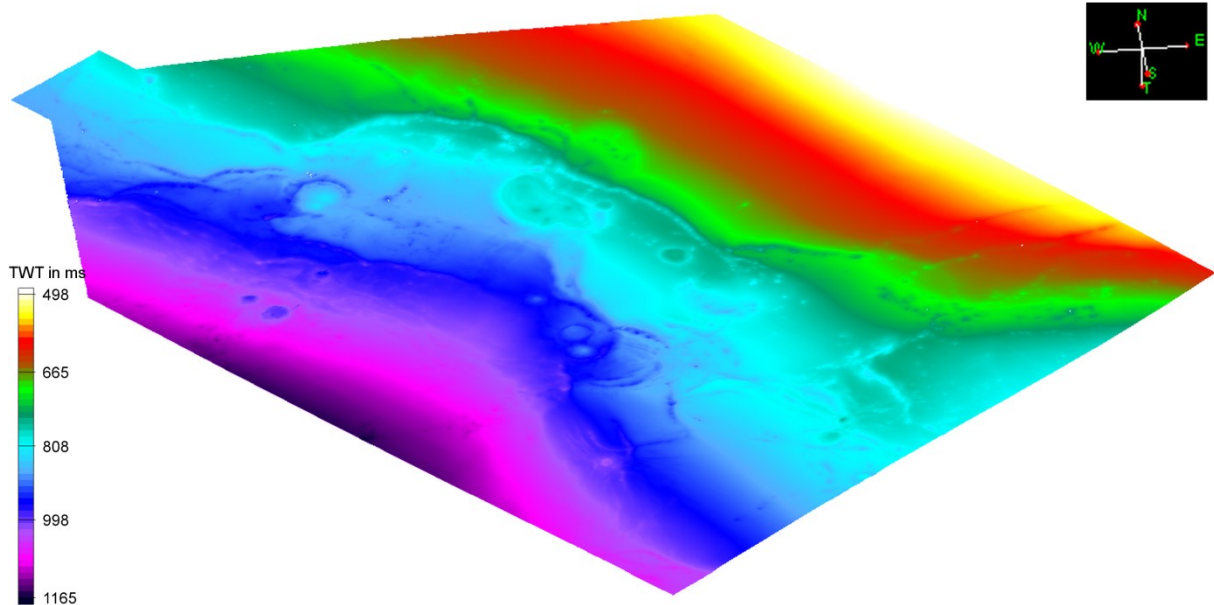


Abbildung 91: 3D-Ansicht des Reflexionshorizonts vom rezenten Meeresboden innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: An den Farbübergängen von grün zu hellblau und von dunkelblau zu violett ist der Verlauf zweier dominanter Störungen zu erkennen; zu sehen sind zudem die kreisrunden Erhebungen in den hellblauen bis violetten Farbbereichen (Mud Volcanoes); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden.

In Abbildung 92 ist eine *Growth Fault*, welche die Grenze der strukturellen Gefügezonen dargestellt, in einer Seismikline interpretiert. Auch hier ist der Unterschied in der morphologischen Homogenität beider Zonen deutlich zu erkennen. Die *Extensional Province (Distal Belt)* ist in diesem Bereich sehr homogen, frei von Störungen und schlammadipirischer sowie schlammvulkanischer Aktivität. Die *Mud Diapir Province (Diapir Belt)* hingegen ist stark gestört und weist eine große Anzahl an *Mud Volcanoes* sowie *Pockmarks* auf. Diese und die folgenden seismischen Profilinien zeigen die stärkste tektonische Aktivität in diesem Teil des Untersuchungsgebiets. Es tritt eine höhere Anzahl an *Growth Faults* auf, welche Folge der höchsten Sedimentationsraten ist. Die erhöhte Bildung von *Growth Faults* bedingt einen stärkeren Schlammadiapirismus, welcher wiederum zu einer erhöhten Anzahl an *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* führt. Die hohe Anzahl an Störungen bedingt zudem einen erhöhten Aufstieg der Fluide entlang der Störungsbahnen, was zusätzlich die Anzahl an *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* erhöht.

Der deutliche Versatz, welchen die größte *Growth Fault* bildet und welcher bis zur ältesten, interpretierten Sequenzgrenze nachzuvollziehen ist, zeigt den starken, tektonischen Einfluss dieser Störung. Es handelt sich um die größte und dominanteste Störung im gesamten Untersuchungsgebiet mit einem maximalen Versatz von etwa 300 bis 350 Metern (bei einer

11. Visualisierung und Interpretation des Störungssystems

angenommenen Geschwindigkeit der seismischen P-Wellen von 1.700 bis 2.000 Metern pro Sekunde für unverfestigte Lockersedimente).

Es sind zudem einige weitere *Growth Faults* und listrische Abschiebungen sowie eine große Anzahl an antithetischen Störungen, die voneinander abzweigen und sich gegenseitig kreuzen, zu beobachten (siehe Abbildung 92). Bei allen Störungen handelt es sich um Abschiebungen, welche entweder durch die regionale Tektonik (Nordwest-Südost ausgerichtete listrische Abschiebungen) oder durch den Aufstieg der Schlammdiapire (radiale Abschiebungen) gebildet wurden. Insgesamt wurden im Untersuchungsgebiet 386 Störungen interpretiert.

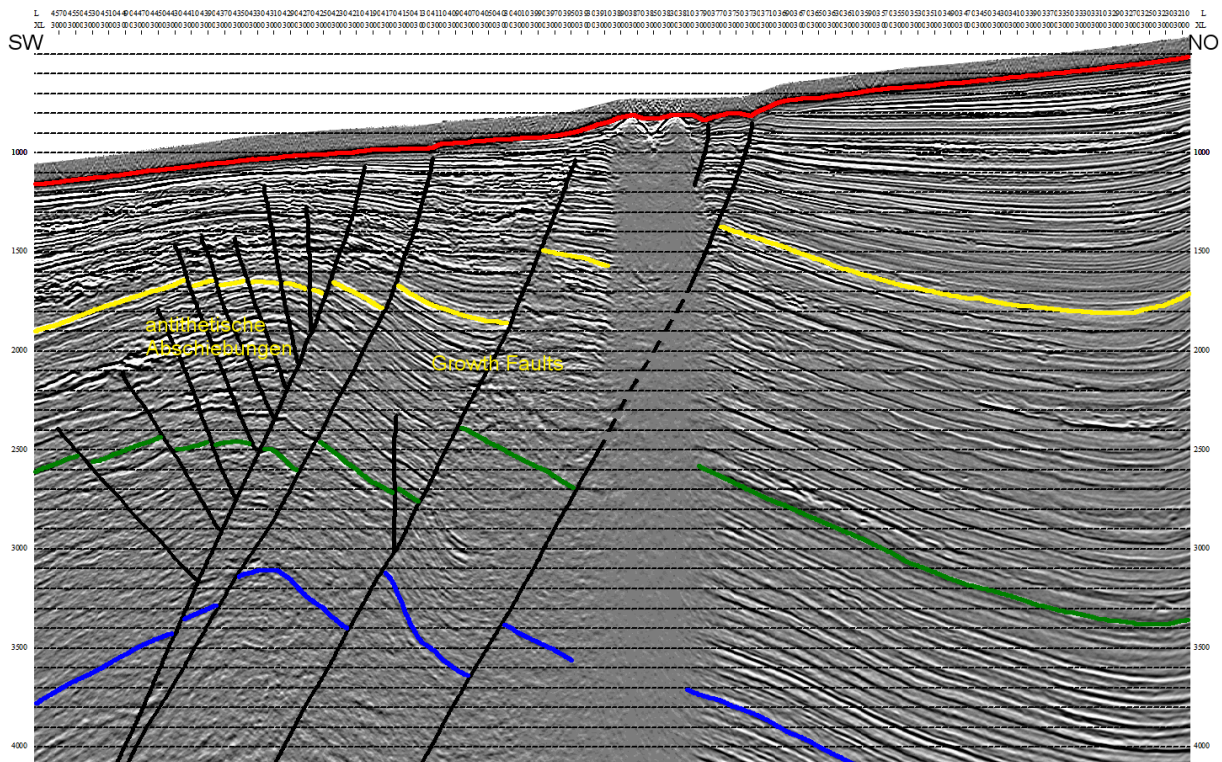


Abbildung 92: Ausschnitt aus Crossline 3.000; Anmerkung: In der Bildmitte der Schlammdiapir mit den Mud Volcanoes Nr. 16 (nordöstlich) und 20 (südwestlich) aus Tabelle Nr. 1 in Kapitel 9; die nordöstliche Störung ist die Growth Fault, welche die Grenze zwischen den strukturellen Gefügezonen bildet; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; grün = Sequenzgrenze Top Messinimum; blau = Sequenzgrenze Top Serravallium; Skala in Millisekunden TWT

In der *Extensional Province (Distal Belt)* konnten die sogenannten *Counter Regional Faults* beobachtet werden (siehe Abbildung 93). Diese Störungen sind charakteristisch für diese strukturelle Gefügezone oder diesen Ablagerungsgürtel und treten in Verbindung mit der *Growth Fault* an der Grenze der Gefügezone (des Ablagerungsgürtels) auf, wenn die

Sedimentationsrate und die Subsidenzrate ausgeglichen sind, was in proximalen Bereichen nahe der Schelfkante häufig der Fall ist.

Die Seismiklinien aus Abbildung 92 und 93 liegen fünf Kilometer voneinander entfernt, das Störungssystem hat sich jedoch kaum verändert. Der Großteil der vorhandenen Störungen ist in beiden Seismiklinien zu identifizieren. In fünf Kilometern Entfernung in Richtung Südost ergibt sich ein ähnliches Bild. Das Grundgerüst des Störungssystems ist auch hier nahezu identisch (siehe Abbildung 94). Zudem ist in allen Seismiklinien eine Grabenstruktur, gebildet durch die *Growth Faults*, die listrischen Abschiebungen und die antithetischen Abschiebungen, zu beobachten. Insgesamt lässt sich daraus schließen, dass das Störungssystem über große Entfernungen hinweg relativ homogen ist und sich das Grundgerüst kaum verändert.

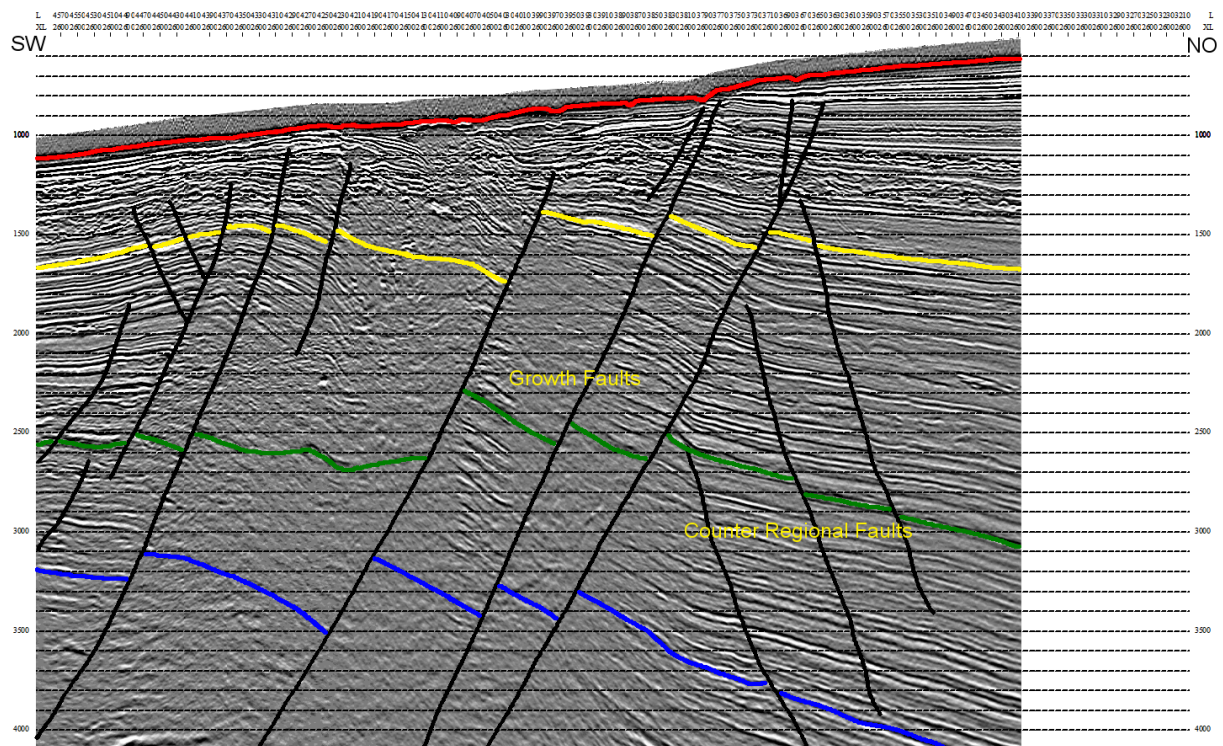


Abbildung 93: Ausschnitt aus Crossline 2.600; Anmerkung: Die Störungen am nordöstlichen Bildrand, welche von der Growth Fault abzweigen und Richtung Nordosten einfallen, sind Counter Regional Faults; rot = rezentener Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; grün = Sequenzgrenze Top Messinimum; blau = Sequenzgrenze Top Serravallium; Skala in Millisekunden TWT

11. Visualisierung und Interpretation des Störungssystems

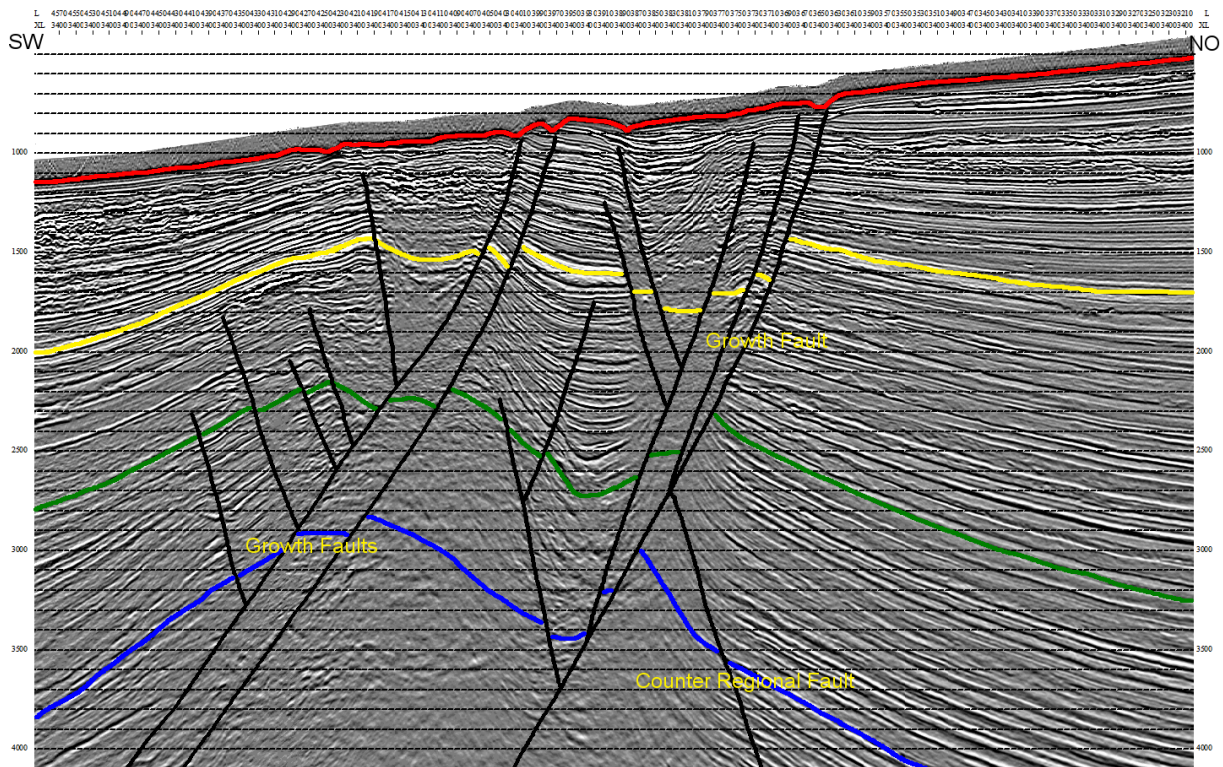


Abbildung 94: Ausschnitt aus Crossline 3.400; Anmerkung: In der Bildmitte zu erkennen ist die Counter Regional Fault nordöstlich der Growth Fault; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; grün = Sequenzgrenze Top Messinium; blau = Sequenzgrenze Top Serravallium; Skala in Millisekunden TWT

Die Seismiklinie in Abbildung 94 zeigt eine *Counter Regional Fault*. Die Sedimentations- und Subsidenzrate sind hier ebenfalls im Gleichgewicht. Die hohe Sedimentations- und Subsidenzrate ist auch aus Abbildung 95 ersichtlich. Sie zeigt die Sedimentmächtigkeiten innerhalb von Untersuchungsgebiet C und macht deutlich, dass die größten Mächtigkeiten im proximalen Bereich auf dem Kontinentalschelf vorherrschen und Richtung Becken abnehmen. Vom Meeresboden bis zur Sequenzgrenze Top Serravallium beträgt die Mächtigkeit im Nordosten auf dem Kontinentalschelf etwa 3.500 Meter und im Südwesten auf dem Kontinentalhang nur noch etwa 1.750 Meter (siehe Abbildung 94). Die höchsten Sedimentationsraten im Nordosten betragen etwa 1,3 Meter pro 1.000 Jahre.

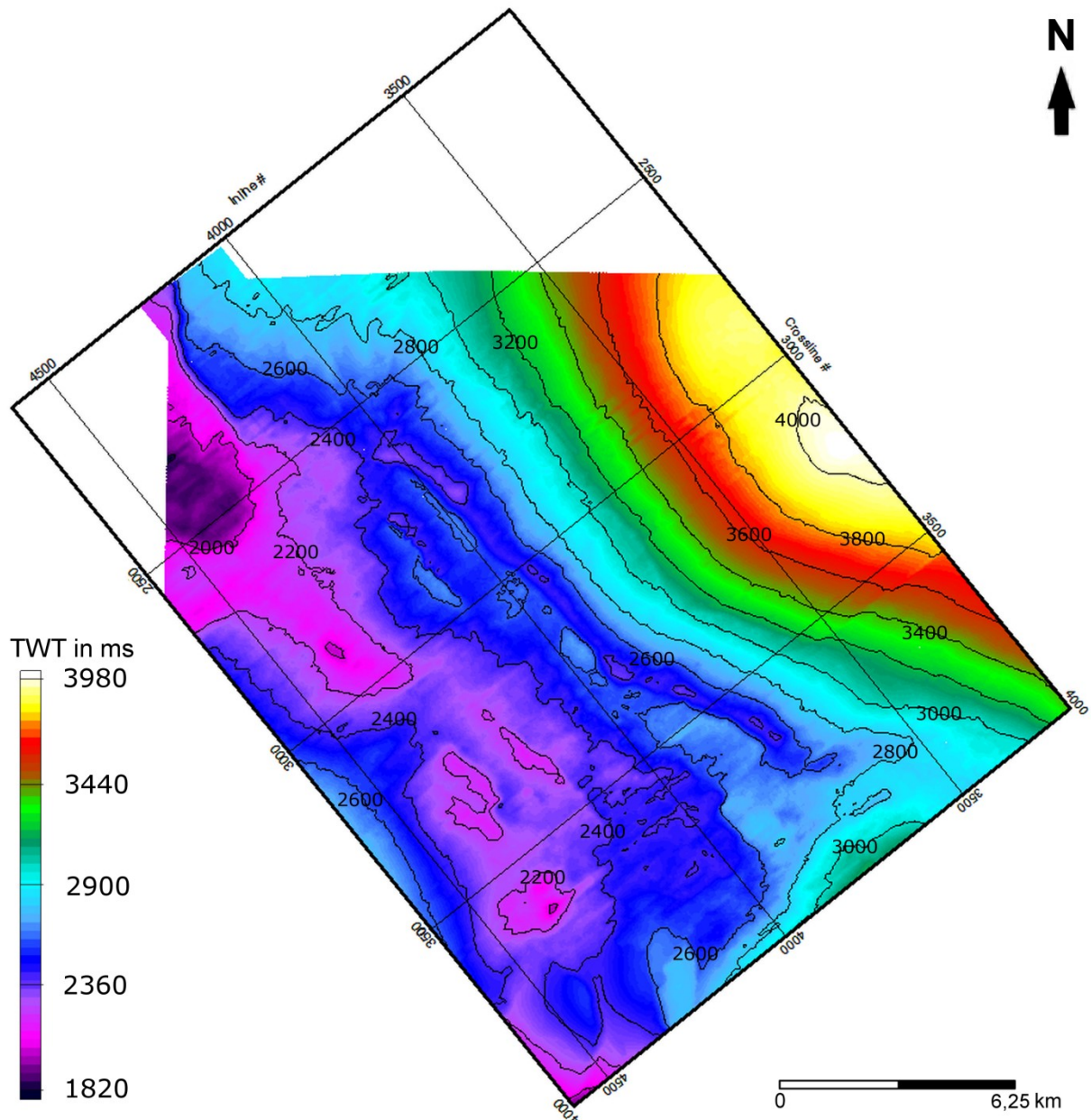


Abbildung 95: Mächtigkeitskarte des Intervalls vom rezenten Meeresboden bis zur Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Konturlinienabstand ist 200 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; 2.000 ms = 1.750 m, 2.400 ms = 2.100 m, 2.800 ms = 2.450 m, 3.200 ms = 2.800 m, 3.600 ms = 3.150 m und 4.000 ms = 3.500 m Mächtigkeit bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.750 Meter pro Sekunde

Die *Dip Curvature*-Attributkarte des rezenten Meeresbodens in Abbildung 96 zeigt noch einmal alle Strukturen des Störungssystems auf einen Blick. Die synsedimentäre *Growth Faults*, die listrischen Abschiebungen und die antithetischen Störungen sind größtenteils Nordwest-Südost-orientiert. Von diesen zweigen einige Nebenstörungen auch in andere Richtungen ab. Von den *Mud Volcanoes* gehen radial kleinere Nebenstörungen aus, die ebenfalls eine andere Orientierung aufweisen.

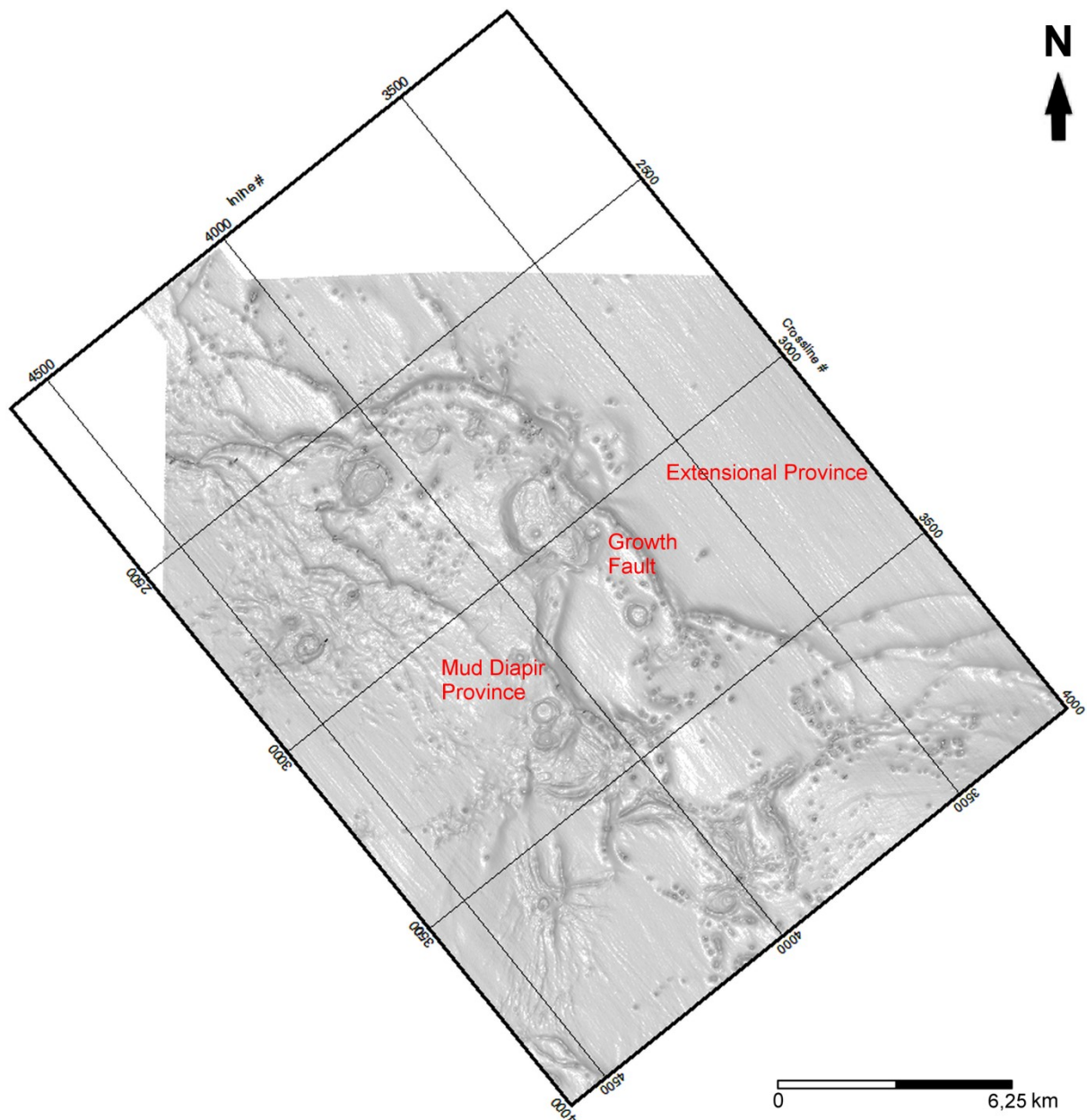


Abbildung 96: Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 42 Grad (schwarz); siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 11 und 12.

Die *Growth Fault* (und die kleineren Nebenstörungen dieser; ebenfalls listrische Abschiebungen) verläuft, wie in Kapitel 9 bereits festgestellt und beschrieben, jeweils nordöstlich der *Mud Volcanoes* und ist an der Bildung dieser natürlichen Fluidaustritte maßgeblich beteiligt.

Die Interpretation des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium ist begrenzt auf den für dieses Untersuchungsgebiet zugeschnittenen *Seismic Survey* auf einer Strukturkarte in *Two-Way-Time* in Abbildung 97 dargestellt. Die Skala der *Two-Way-Time* verläuft von etwa 1.320 bis 2.150 Millisekunden (1.089 bis 1.773,75 Meter). Das Einfallen des Horizonts reicht von etwa 1,3 bis 9,3 Grad.

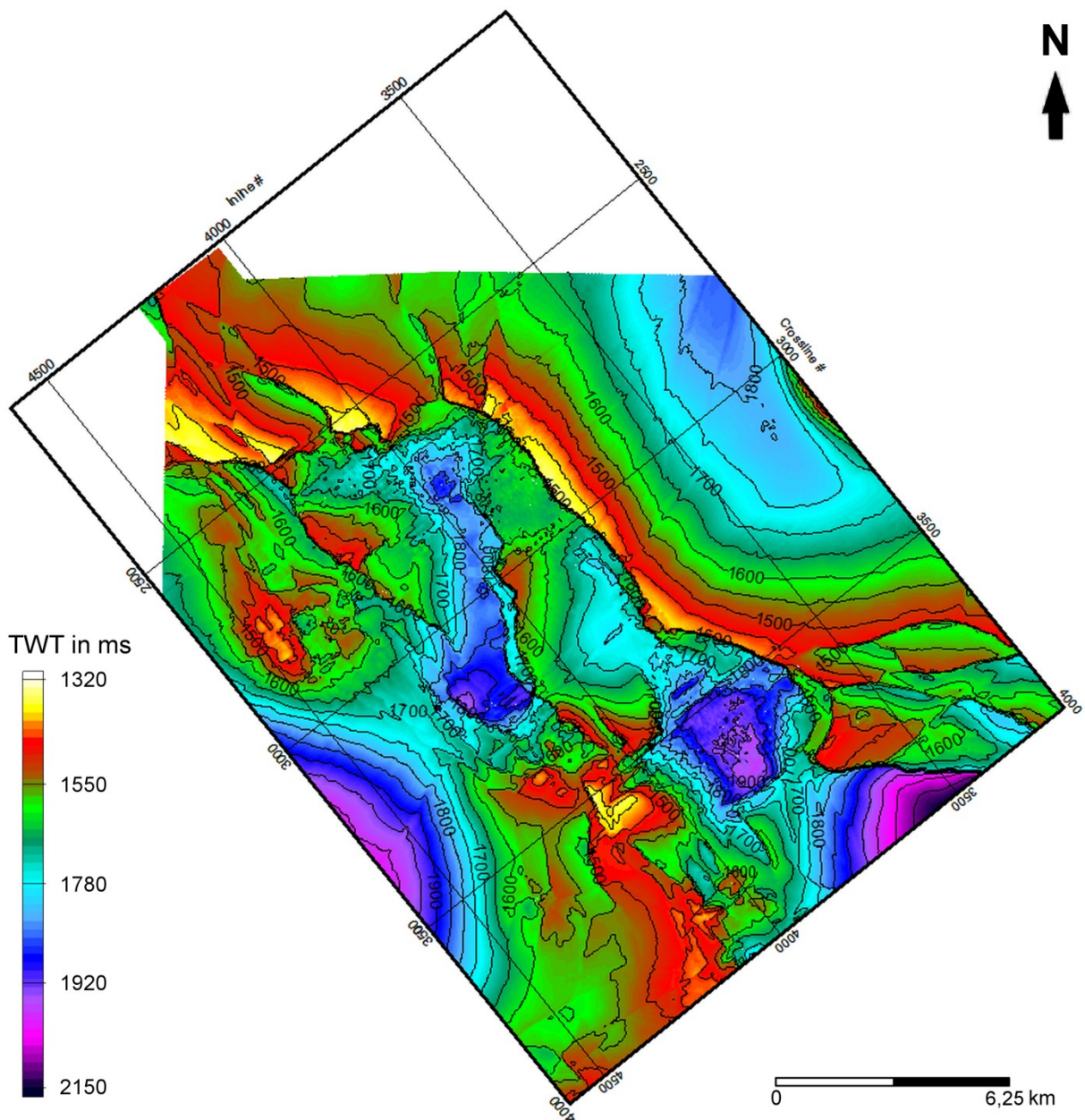


Abbildung 97: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Konturlinienabstand ist 50 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; 1.300 ms = 1.072,5 m, 1.500 ms = 1.237,5 m, 1.700 ms = 1.402,5 m und 2.100 ms = 1.732,5 m Tiefe bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.650 Meter pro Sekunde

11. Visualisierung und Interpretation des Störungssystems

Die Sequenzgrenze Top Calabrium zeigt ebenso wie der rezente Meeresboden einen morphologisch und strukturell relativ homogenen Bereich im Nordosten des Untersuchungsgebiets. Zudem zeigt der Südwesten einen weiteren relativ homogenen Bereich. Bei beiden handelt es sich um Senken mit stärkerem Einfallen. Sie sind durch den Aufstieg der Schlammdiapire im Zentrum des Untersuchungsgebiets und im Nordosten des Untersuchungsgebiets zusätzlich durch die sehr hohe Sedimentationsrate entstanden. Der Bereich zwischen den Senken ist geprägt von Störungen und Schlammdiapirismus und daher stark heterogen in seiner Struktur und Morphologie. Die ausgebildete Grabenstruktur ist auch hier zu beobachten (siehe Abbildung 97).

Neben der Strukturkarte lässt sich auch in der 3D-Ansicht dieses Horizonts die Grenze der *Extensional Province (Distal Belt)* zur *Mud Diapir Province (Diapir Belt)* wie schon beim Meeresboden anhand der synsedimentären *Growth Fault* identifizieren (siehe Abbildung 97 und 98). Die Schlammdiapire im Zentrum des Untersuchungsgebiets werden als tiefere Senken dargestellt, da die Sequenzgrenze hier nicht identifiziert werden konnte und daher mithilfe der Interpolation die interpretierten Linien miteinander verbunden wurden. Es handelt sich also in diesem Bereich nicht um die tatsächliche Morphologie dieses Horizonts.

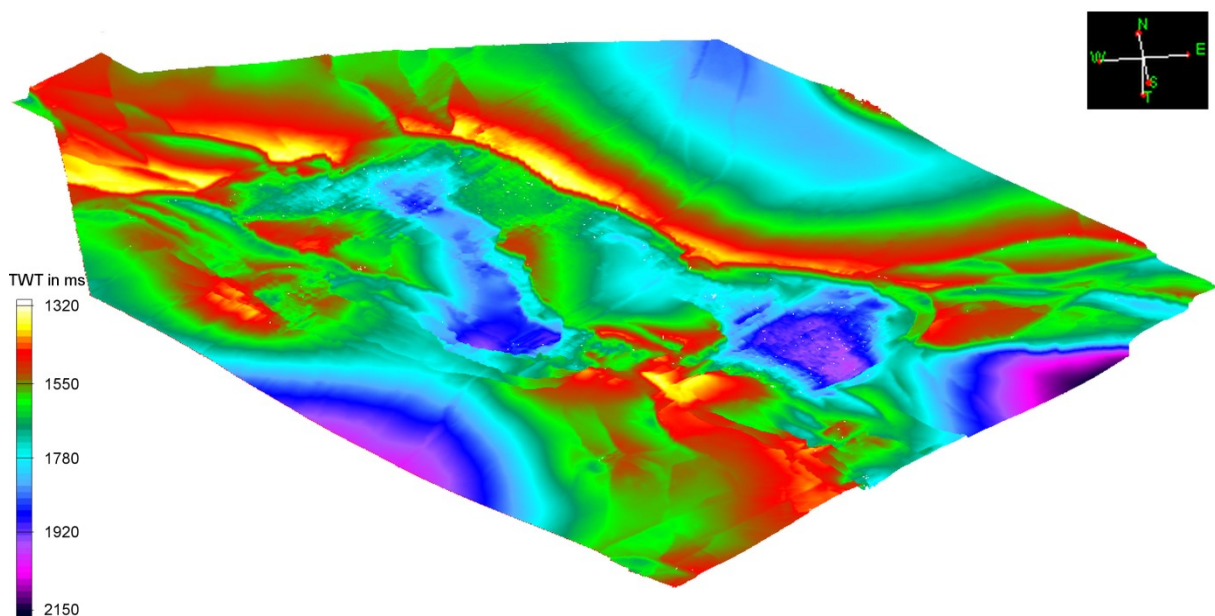


Abbildung 98: 3D-Ansicht des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Die Growth Fault, welche die Grenze der strukturellen Gefügezonen/Ablagerungsgürtel bildet, ist deutlich zu erkennen; die beiden Tiefs (violett gefärbt) im zentralen Bereich sind größere Schlammdiapire; Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden.

Die beste Darstellung und Übersicht über das Störungssystem im Bereich dieses Horizonts bietet die *Dip Curvature*-Attributkarte (siehe Abbildung 99). Hier sind die Haupt- und Nebstörungen, die das Grundgerüst des Störungssystems sowie die von den Schlammdiapiren und *Mud Volcanoes* ausgehenden Störungen am besten zu erkennen. Die hauptsächliche Orientierungsrichtung der Störungen (Nordwest-Südost) ist bei diesem Horizont noch deutlicher zu identifizieren als beim Meeresboden. Die heterogenen, chaotischen Bereiche stellen die Schlammdiapire dar. Die kreisrunden Strukturen im Süden und Südosten sind aufsteigende *Mud Volcanoes*. Hier sind die durch den Aufstieg der Diapire gebildeten Störungen am deutlichsten ausgebildet.

Bei den in Richtung Nordost-Südwest im mittleren Bereich des Untersuchungsgebiets verlaufenden, blasseren Strukturen handelt es sich nicht um Störungen, sondern um submarine Paläo-*Channels*. Anhand dieser Paläo-*Channels* lässt sich der Charakter der strukturellen Gefügezone nachvollziehen. An der synsedimentären *Growth Fault* lässt sich eine deutliche seitliche Verschiebung (Blattverschiebung) erkennen, welche für die translationale Zone charakteristisch sind (siehe Abbildung 99).

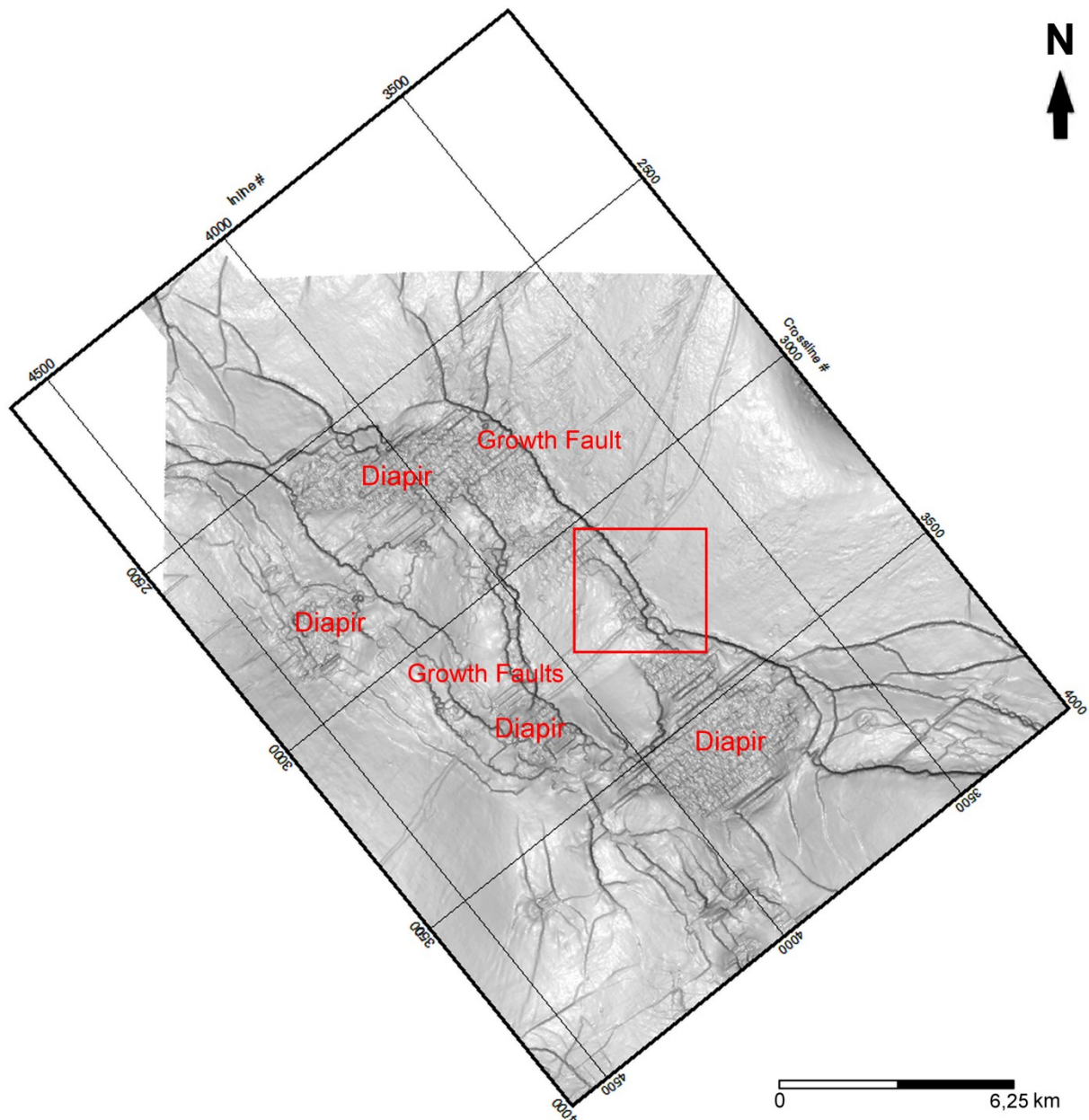


Abbildung 99: Dip Curvature-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Calabrium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Zu erkennen ist die seitliche Verschiebung der Paläo-Channel durch die listrischen Abschiebungen (im roten Kasten); Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 76 Grad (schwarz); siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 13 und 14.

Die Interpretation des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Messinium ist begrenzt auf den für dieses Untersuchungsgebiet zugeschnittenen *Seismic Survey* auf einer Strukturkarte in *Two-Way-Time* in Abbildung 100 dargestellt. Die Skala der *Two-Way-Time* verläuft von etwa 1.890 bis 3.430 Millisekunden (1.606,5 bis 2.915,5 Meter). Das Einfallen des Horizonts reicht von etwa 1,4 bis 9,7 Grad.

Die Sequenzgrenze Top Messinium zeigt die morphologisch und strukturell homogenen, einfallenden Bereiche im Nordosten und im Südwesten des Untersuchungsgebiets. Diese verlaufen parallel zu denen der Sequenzgrenze Top Calabrium und entstanden aufgrund der gleichen Prozesse. Das besonders starke Einfallen und die tiefsten Bereiche im Zentrum der nordöstlichen Senke deuten darauf hin, dass hier die Sedimentationsrate am höchsten ist. Da in diesem Bereich keine *Counter Regional Faults* auftreten, übersteigt hier die Sedimentationsrate sogar die Subsidenzrate. Nordwestlich und südöstlich dieser Bereiche treten jedoch *Counter Regional Faults* auf (siehe Abbildung 93 und 94) und die Horizonte liegen flacher. Daraus lässt sich schließen, dass die Sedimentationsrate und die Subsidenzrate im Gleichgewicht und geringer sind als im Zentrum dieser Senke.

Die Bereiche zwischen den Senken sind, ebenfalls wie bei der jüngeren Sequenzgrenze stark heterogen und geprägt von Störungen sowie Schlammdiapirismus und bilden eine deutliche Grabenstruktur (siehe Abbildung 100).

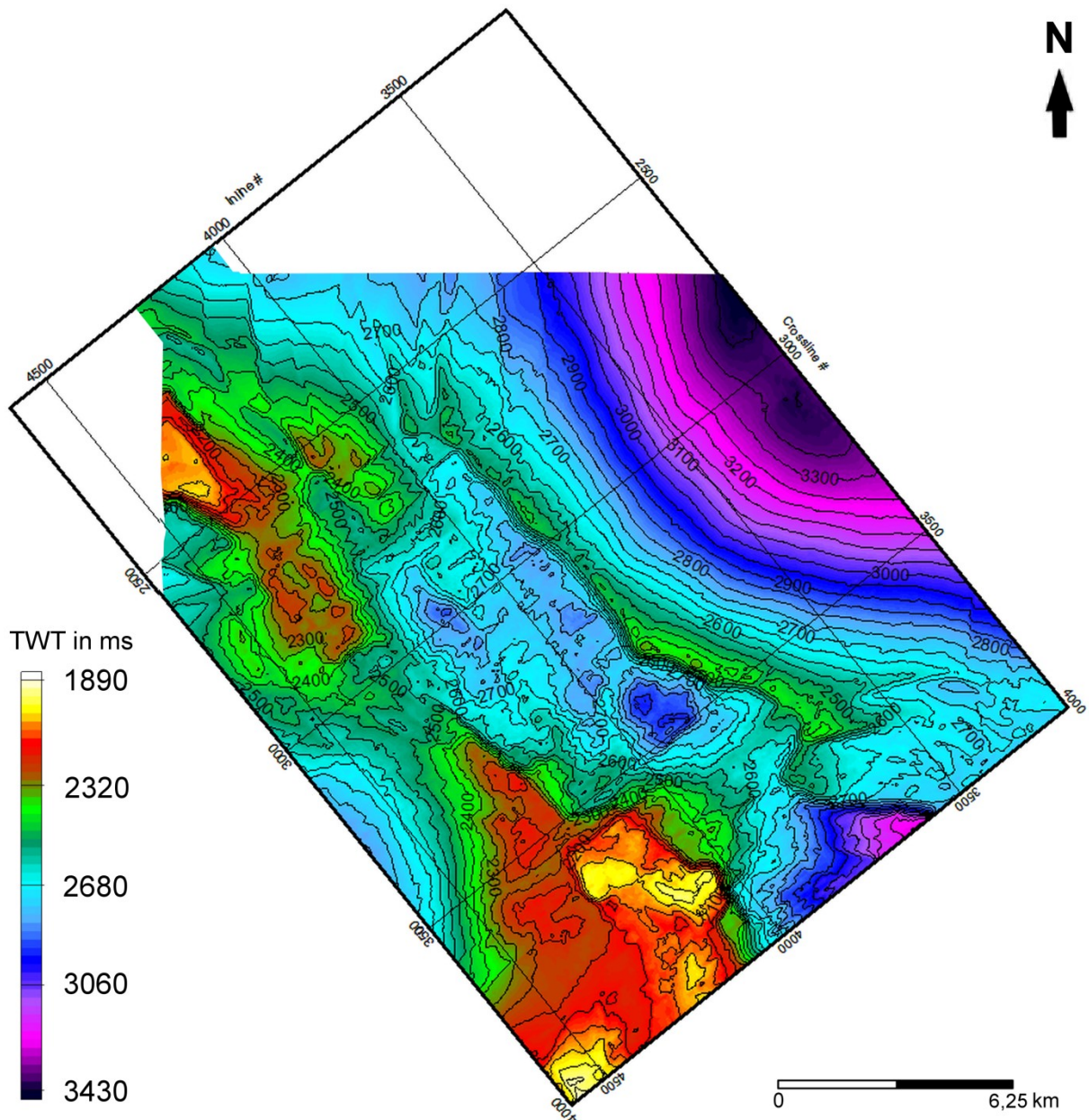


Abbildung 100: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Messinium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Konturlinienabstand ist 50 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; 1.900 ms = 1.615 m, 2.300 ms = 1.955 m, 2.700 ms = 2.295 m und 3.100 ms = 2.635 m Tiefe bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.700 Meter pro Sekunde

In der 3D-Ansicht dieses Horizonts (siehe Abbildung 101) lässt sich die synsedimentäre *Growth Fault*, welche die Grenze der *Extensional Province (Distal Belt)* zur *Mud Diapir Province (Diapir Belt)* darstellt, wie bei dem jüngeren Horizont deutlich identifizieren (siehe Abbildung 101). Die Schlammdiapire im zentralen Bereich des Untersuchungsgebiets werden als Senken dargestellt. Es verhält sich (hier wie auch schon bei der Sequenzgrenze Top Calabrium) so, dass der interpretierte Verlauf in diesem Bereich nicht dem tatsächlichen entsprechen muss.

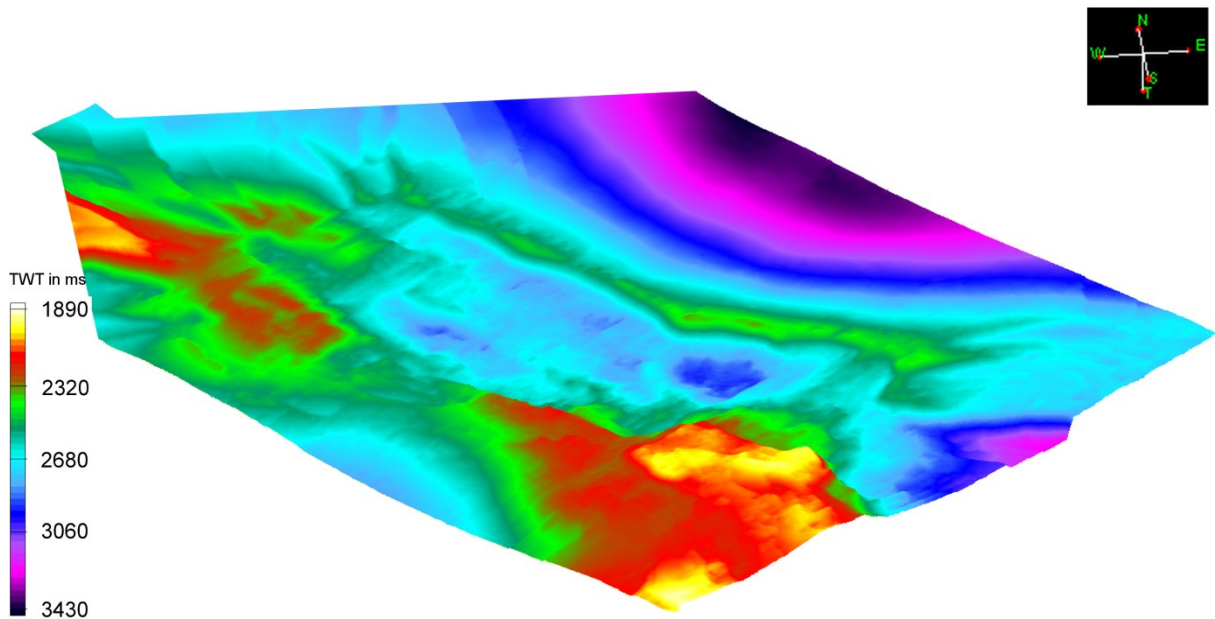


Abbildung 101: 3D-Ansicht des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Messinium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Die Strukturen entsprechen denen des jüngeren Horizonts (Top Calabrium); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden.

Es fällt auf, dass die gleichen Strukturen wie zum Beispiel die listrischen Abschiebungen, die Grabenstruktur und die Schlammdiapire in diesem Horizont nicht so deutlich wie zuvor zu erkennen sind, was an der Abnahme der Auflösung des *Seismic Survey* mit zunehmender Teufe liegt. Dies ist auf der *Dip Curvature*-Attributkarte dieses Horizonts besser zu erkennen (siehe Abbildung 102). Die Störungen sind zu erkennen, jedoch sind die Linien nicht mehr so fein und unterscheiden sich nicht mehr so deutlich vom Rest des Horizonts. Zudem sind die Schlammdiapire in dieser Teufe häufiger und haben einen noch größeren Einfluss als in flacheren Teufen. Der heterogene, chaotische Bereich auf der *Dip Curvature*-Attributkarte stellt den beeinflussten Bereich zweier nebeneinander liegender Schlammdiapire dar.

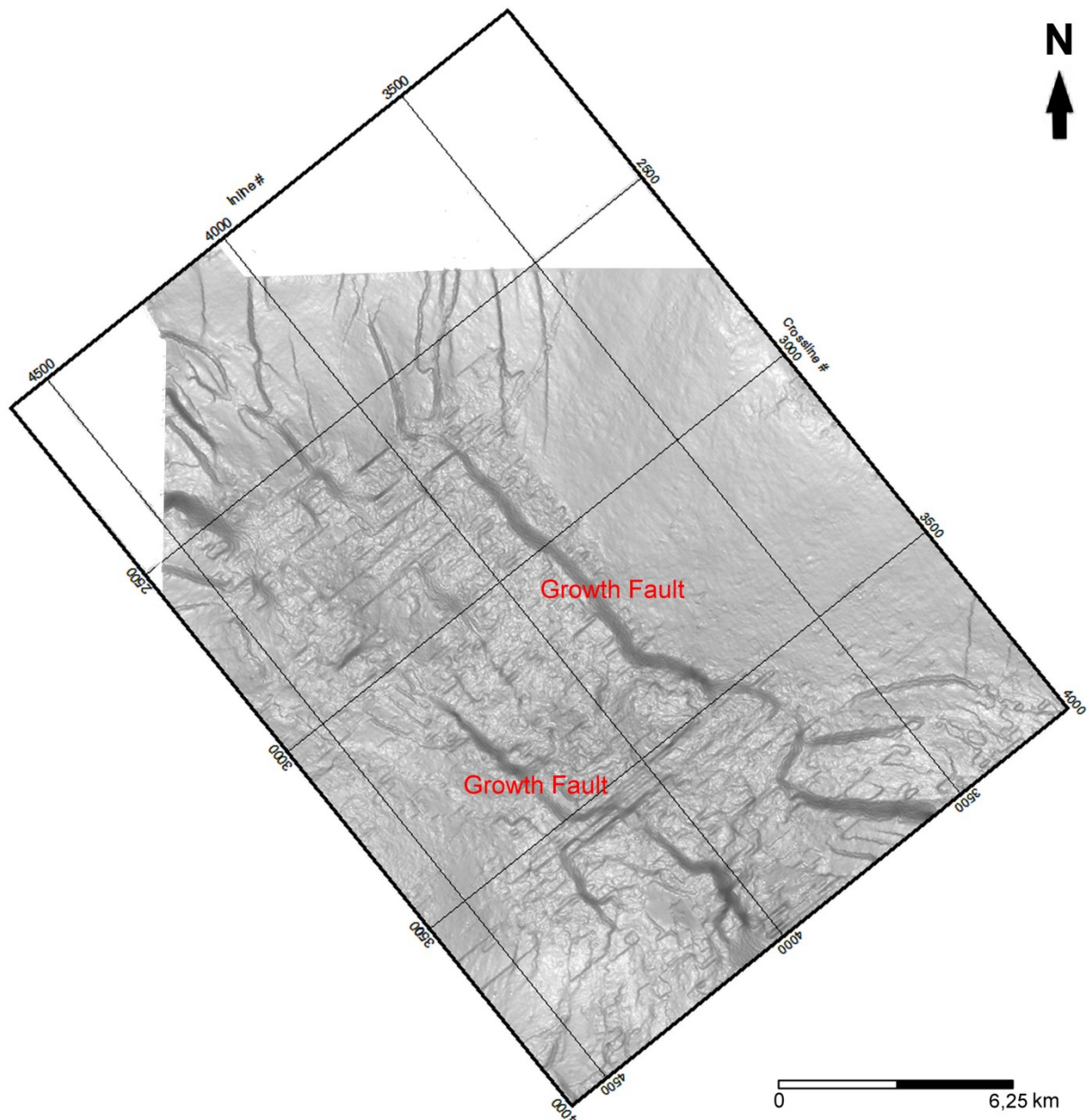


Abbildung 102: Dip Curvature-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Messinium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 66 Grad (schwarz); siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 15 und 16.

Die Interpretation des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Serravallium ist begrenzt auf den für dieses Untersuchungsgebiet zugeschnittenen *Seismic Survey* auf einer Strukturkarte in *Two-Way-Time* in Abbildung 103 dargestellt. Die Skala der *Two-Way-Time* verläuft von etwa 2.750 bis 4.580 Millisekunden (2.406,25 bis 4.007,5 Meter). Das Einfallen des Horizonts reicht von etwa 1,3 bis 10,2 Grad.

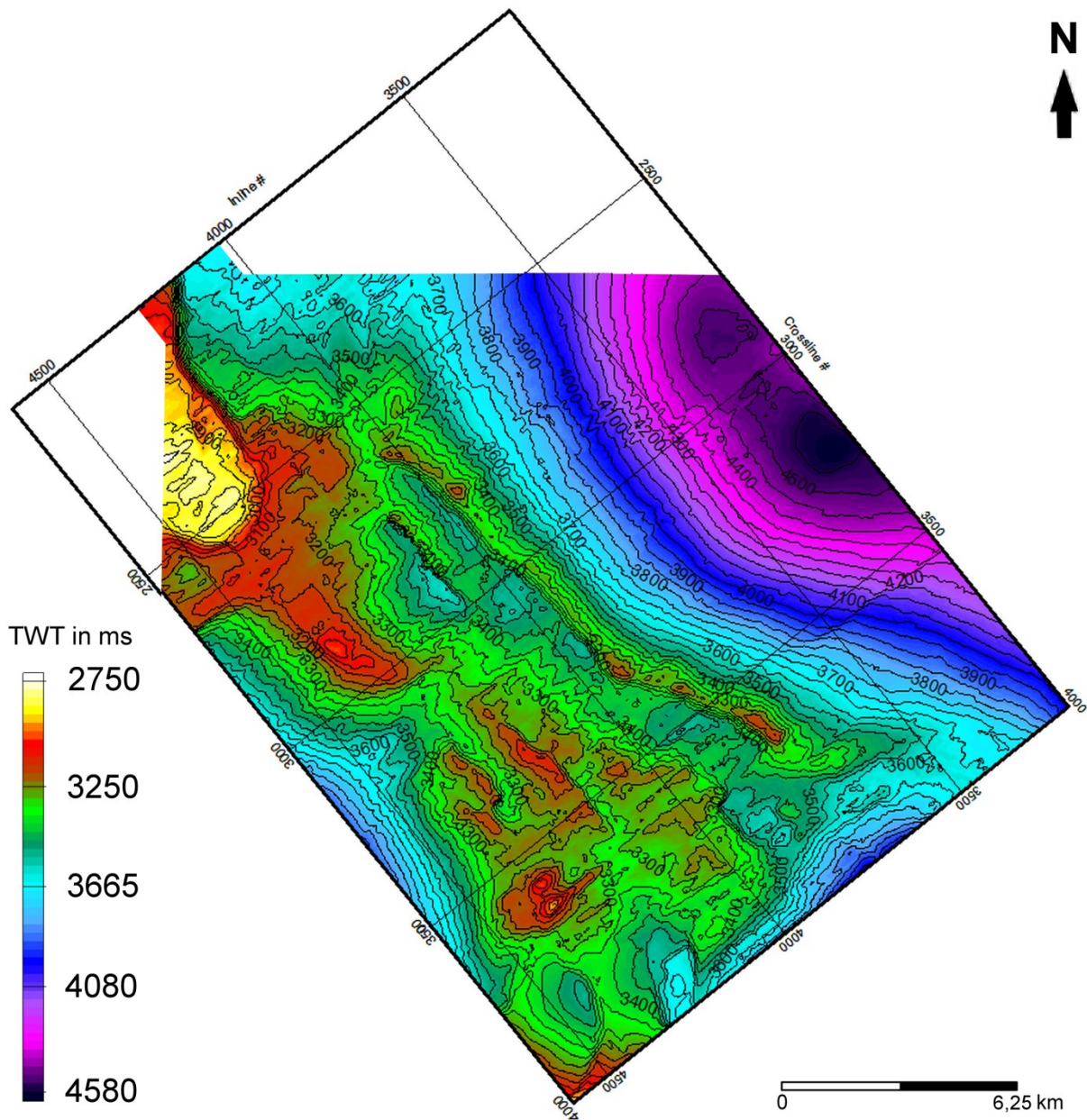


Abbildung 103: Strukturkarte des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Konturlinienabstand ist 50 Millisekunden (TWT); Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden; 2.700 ms = 2.362,5 m, 3.100 ms = 2.712,5 m, 3.500 ms = 3.062,5 m, 3.900 ms = 3.412,5 m und 4.300 ms = 3.762,5 m Tiefe bei einer P-Wellengeschwindigkeit von 1.750 Meter pro Sekunde

Morphologie und Geometrie dieses Horizonts sind der Sequenzgrenze Top Messinium relativ ähnlich. Es sind wieder die homogenen, tiefer liegenden Senken und dazwischen der stark von den Schlammdiapiren geprägte Bereich zu beobachten. Die synsedimentäre *Growth Fault* ist auch hier wieder das dominanteste, strukturelle Element. Insgesamt wirkt die Auflösung dieses Horizonts nochmals geringer.

Abbildung 104 zeigt die 3D-Ansicht der Sequenzgrenze Top Serravallium. Die Störungen und die Störungsversätze sind in dieser Darstellung kaum noch zu erkennen (mit Ausnahme der synsedimentären *Growth Fault*). Die Versätze der Störungen sind jedoch vorhanden und teilweise sogar größer als bei den jüngeren Horizonten, da der Versatz an einer Störung mit der Tiefe in der Regel zugenommen hat (siehe Abbildungen 92, 93 und 94). Wegen der geringen Auflösung spielt auch die Interpolation der interpretierten seismischen Linien zu einer Fläche eine Rolle. Die Interpolation der Interpretationen ergibt durch die geringe Auflösung nur ungenaue Ergebnisse.

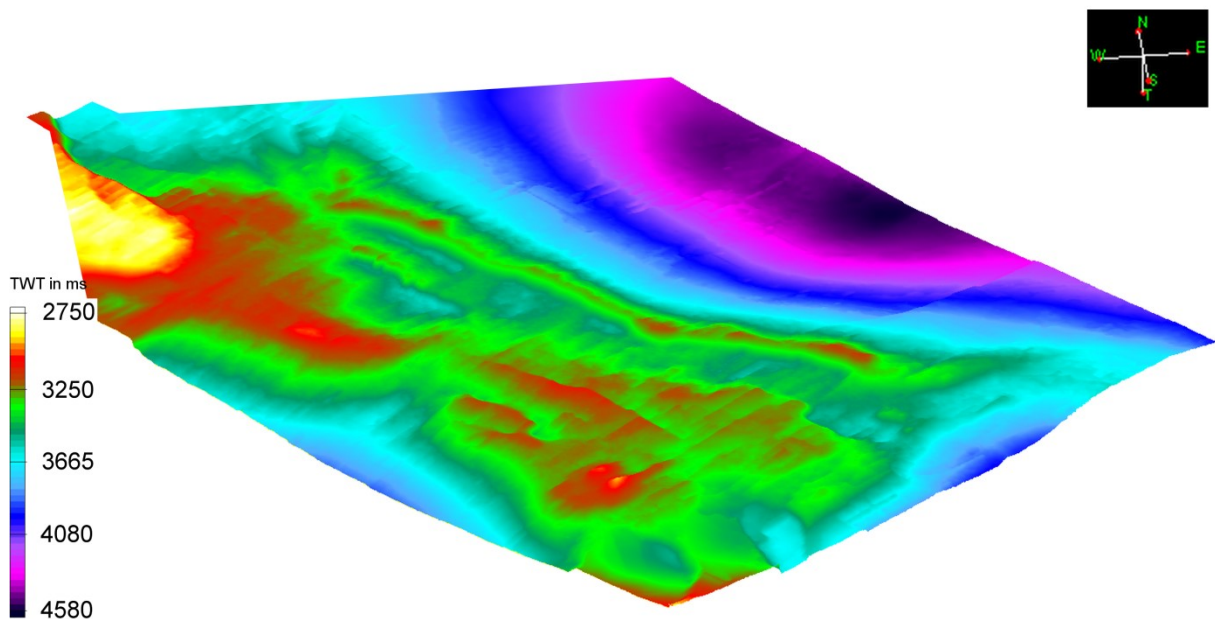


Abbildung 104: 3D-Ansicht des Reflexionshorizonts der Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Anmerkung: Farbskala entspricht einem linearen TWT-Verhältnis in Millisekunden.

Die *Dip Curvature*-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Serravallium (siehe Abbildung 105) zeigt diesen Umstand deutlich. Zusätzlich zu den immer unschärferen Strukturen kommen jetzt noch Interpolationsfehler hinzu (Linien parallel zu den *Crosslines*). Diese sind besonders stark im Nordwesten des Untersuchungsgebiets und überall da, wo Schlammdiapirismus auftritt (siehe Abbildung 105). Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die älteren Sequenzgrenzen nur noch wenige Informationen bei der Untersuchung des Störungssystems lieferten. Nur das Grundgerüst des Störungssystems konnte noch nachvollzogen werden. Der Großteil der Erkenntnisse beruht auf der Interpretation der Sequenzgrenze Top Calabrium sowie des rezenten Meeresbodens und der Störungen.

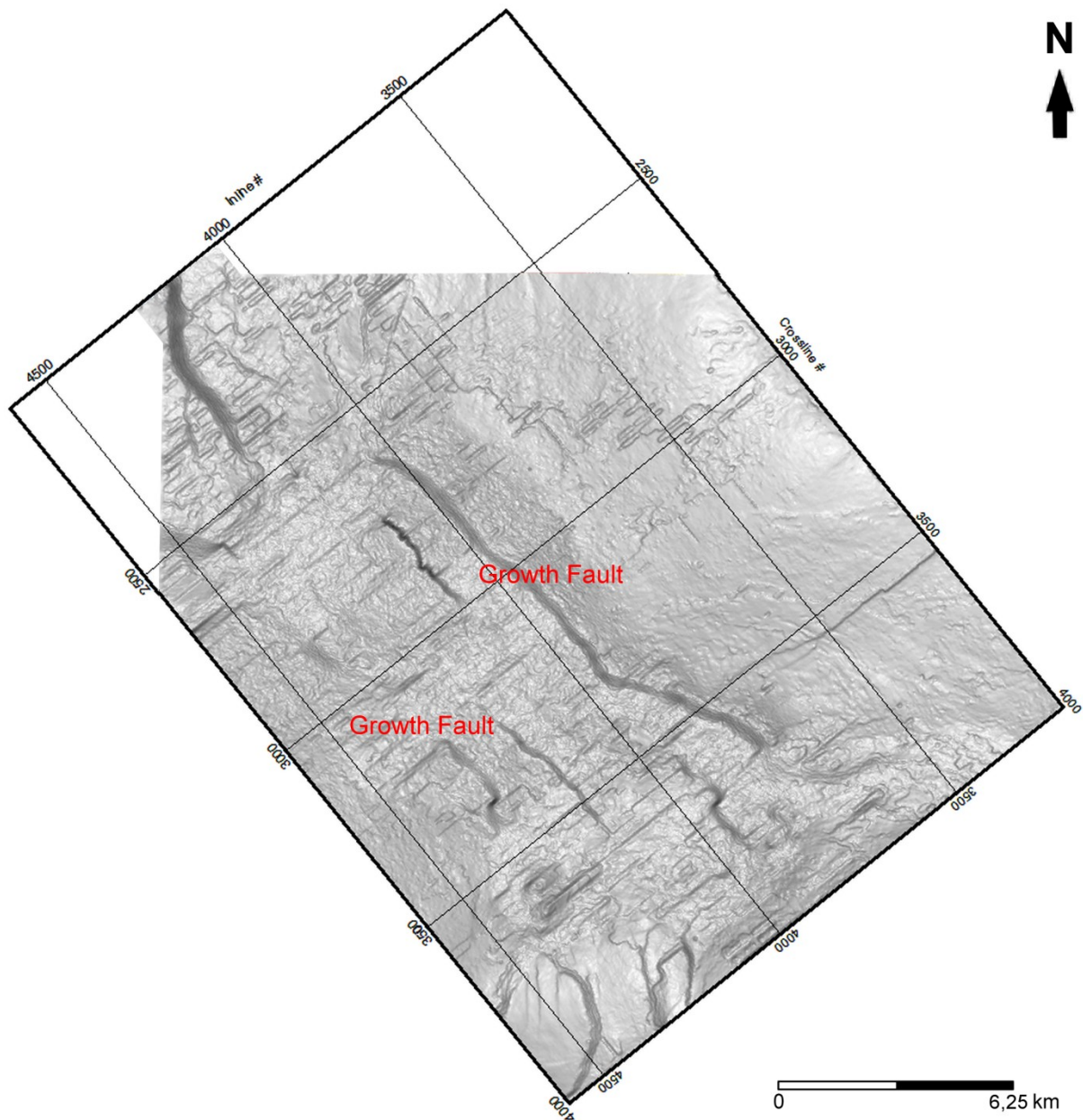


Abbildung 105: Dip Curvature-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Serravallium innerhalb des Untersuchungsgebiets C; Skala: von 0 Grad (weiß) bis etwa 62 Grad (schwarz); siehe weitere seismische Attributkarten dieses Horizonts in Anhang 17 und 18.

12. Ergebnisse

Der subrezente bis rezente Fishtown-Canyon hat seinen Ausgangspunkt auf dem Kontinentalhang, keine erkennbare Verbindung zu den *Channels* des Nigers auf dem Kontinentalschelf, einen relativ geraden Verlauf und ist teilweise verfüllt, weswegen sein Sedimentationsprozess wahrscheinlich auf gravitativen Massenbewegungen, wie zum Beispiel Hangrutschungen und Turbiditströmen, beruht (siehe Abbildung 106). Es handelt sich demnach, im Gegensatz zu seinem pleistozänen, gewundenen Vorgänger sowie dem benachbarten, östlich außerhalb des Untersuchungsgebiets liegenden und weitaus größeren Niger-Canyon, um ein Typ II-Canyonsystem nach Jobe et al. (2011) und Benjamin et al. (2015). Er stellt eine Reaktivierung des älteren Einschnitts des Fishtown-Canyons in dessen Bett dar (siehe Abbildung 106).

Der Hauptarm des Paläo-Canyons hingegen hat seinen Ausgangspunkt auf dem ehemaligen pleistozänen Kontinentalschelf in unmittelbarer Nähe zu den submarinen *Channels* des Nigerdeltas (siehe Abbildung 106). Es ist daher wahrscheinlich, dass er die submarine Verlängerung eines fluviatilen *Channels* des Nigers darstellt und aus diesem hervorgegangen ist. Beide Canyons weisen die gleiche Orientierung und einen ähnlichen Verlauf auf und werden demnach beide durch die Sedimente des Nigerdeltas gespeist (siehe Abbildung 106).

Der Paläo-Canyon hat im Gegensatz zum restlichen Untersuchungsgebiet im südwestlichen Abschnitt einen gewundenen, mäandrierenden Verlauf mit ausgebildetem Prall- und Gleithang (siehe Abbildung 107). Die nachfolgenden, jüngeren Canyons weisen hingegen durchgängig einen geraden bis gering kurvigen Verlauf auf. Dies deutet ebenfalls darauf hin, dass der Paläo-Canyon aufgrund des teilweise mäandrierenden Verlaufs und des daraus folgenden flacheren Gefälles auf dem Kontinentalschelf entstanden sein muss und daher fluviatilen Ursprungs ist. Der gerade Verlauf des rezenten bis subrezentenen Canyons hingegen deutet aufgrund des steileren Gefälles auf einen Ursprung auf dem Kontinentalhang hin.

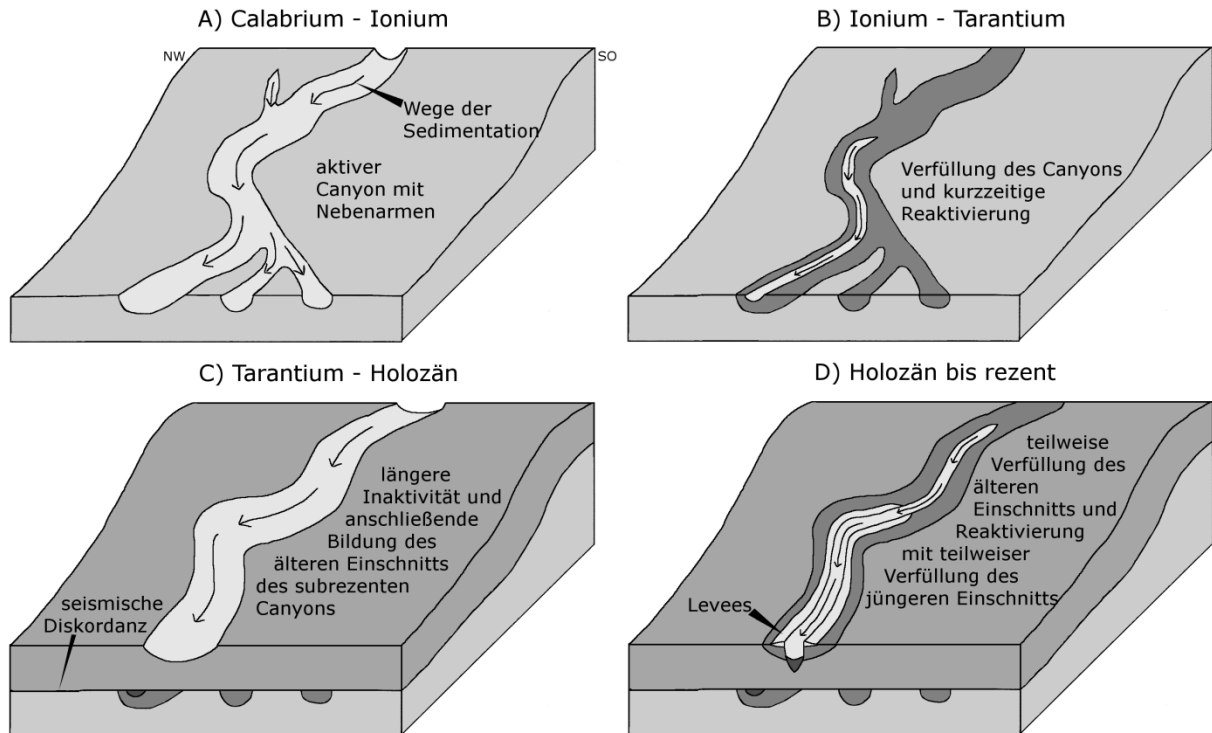


Abbildung 106: Konzeptionelles Modell der Entwicklung des Fishtown-Canyons und seines pleistozänen Vorgängers vom Calabrium bis heute; A: der Paläo-Canyon entsteht aus einem fluvialen Channel des Niger auf dem Kontinentalschelf und schneidet in die Sedimente des Kontinentalhangs; B: der Paläo-Canyon wird verfüllt und kurzzeitig im gleichen Bett reaktiviert; C: es folgt eine Phase längerer Inaktivität bis sich der subrezente bis rezent Canyon an gleicher Stelle bildet; D: der ältere Einschnitt wird teilweise verfüllt und der jüngere und rezent Einschnitt des Canyons entstehen durch Reaktivierung des alten Betts; ohne Maßstab

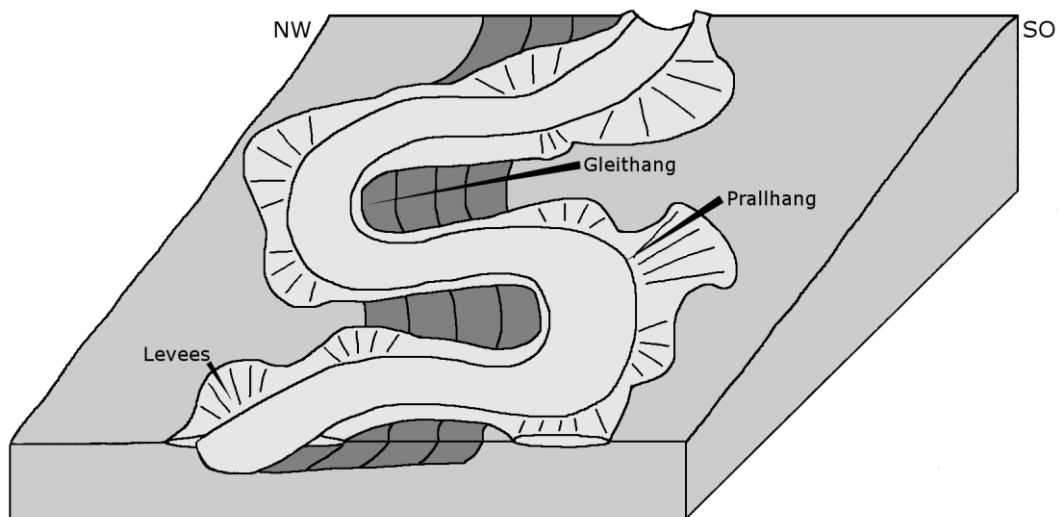


Abbildung 107: Schematische Darstellung des südwestlichen, mäandrierenden Abschnitts des Paläo-Canyons im Ionium; siehe zum Vergleich Abbildung 49 und 55; ohne Maßstab

Der Fishtown-Canyon ist mit hoher Wahrscheinlichkeit aktiv. Der allgemein regressive Trend an einem passiven Kontinentalrand und die hohen Sedimentationsraten im Nigerdelta sprechen für eine Aktivität des Canyons, da diese die Steuerungsprozesse für die Bildung und Erhaltung submariner Canyons darstellen. Weitere Hinweise für seine Aktivität lassen sich aus dem relativ tiefen Einschnitt in die Sedimentoberfläche und den steilen Flanken im Südwesten des Untersuchungsgebiets und aus der Tatsache ableiten, dass der Grund des Canyons durch die aufsteigenden Schlammdiapire nicht gehoben wird und zudem innerhalb des Canyons keine *Pockmarks* auftreten.

Die geringen Ausmaße des subrezent bis rezenten Fishtown-Canyons im Vergleich zu seinem älteren Einschnitt und dem pleistozänen Vorgänger deuten auf eine Reaktivierung mit einer geringeren Sedimentationsrate, was an der weltweiten, rezenten Transgression und an der fehlenden Verbindung des Canyons mit den fluviatilen *Channels* des Nigers liegt. Es gab seit dem Pleistozän eine Verlaufsänderung der Sedimentzubringer und eine inaktive Phase des Canyons, der schon über längere Zeit hinweg aktiv gewesen ist und mehrfach mit unterschiedlich hoher Sedimentationsrate reaktiviert wurde (siehe Abbildung 106). Es lässt sich also so interpretieren, dass der subrezente bis rezente Fishtown-Canyon identisch mit dem pleistozänen Palão-Canyon ist und sich mit der Zeit die Sedimentationsrate verringert und die Lage der Sedimentzubringer verändert hat. Der Palão-Canyon ist zudem frühestens im Jung- (Tarantium) bis Mittelpleistozän (Ionium) entstanden (siehe Abbildung 108). Darauf deutet die Erosion der Sequenzgrenze Top Calabrium durch den Canyon.

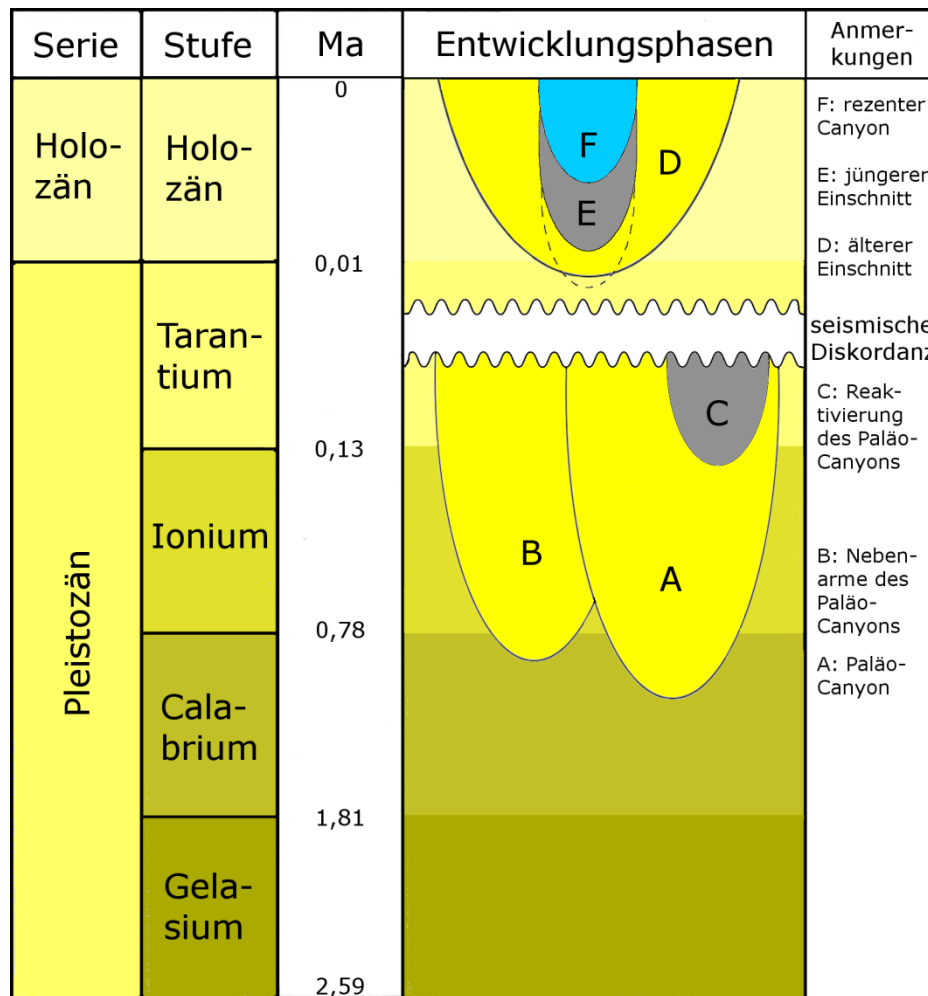


Abbildung 108: Stratigraphische Sektion des Fishtown-Canyons und seines pleistozänen Vorgängers von Gelasium bis heute; E schneidet lokal in die Basis von D.

Mit der Verwendung von Daten aus Bohrungen könnte mit einer Faziesanalyse eine umfassende Beschreibung des submarinen Fishtown-Canyons und des pleistozänen Vorgängers durchgeführt werden. Des Weiteren könnte mit der Faziesanalyse die Annahme bestätigt werden, dass der beschriebene Paläo-Canyon am Kontinentalhang des Nigerdeltas einen Teil eines spätpleistozänen, glazialeustatisch bedingten *Low Stand Systems Tracts* bildet, welcher durch einen *Transgressive Systems Tract* aufgefüllt wurde und von einem *Highstand Systems Tract* abgeschlossen wird. Somit wäre auch die chronostratigraphische Einhängung bestätigt. Die regionalen, chronostratigraphischen Informationen des Nigerdeltas lassen sich mit den in dieser Arbeit gemachten Beobachtungen in Einklang bringen. Die Ergebnisse der Interpretation und Visualisierung der Canyons hat letztlich einige wichtige Erkenntnisse über diese erbracht.

Mithilfe von seismischen Attributanalysen, welche an den interpretierten Reflexionshorizonten durchgeführt wurden, konnten die *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* im Untersuchungsgebiet identifiziert werden. Besonders die *RMS Amplitude*-, *Dip Curvature*- und *Dip Azimuth*-Attributanalysen erwiesen sich als geeignetste Werkzeuge zur Identifizierung und Visualisierung der geologischen Strukturen. Die Beschreibung und Auswertung dieser Strukturen erfolgte theoretisch und im Zusammenhang mit der geologischen Gesamtsituation des Nigerdelta-Beckens.

Die wichtigsten Prozesse an aktiven Kontinentalrändern, die zur Bildung von *Mud Volcanoes* führen, sind die kompressiven Kräfte aufgrund von konvergenter Tektonik. An passiven Kontinentalrändern, wie im Nigerdelta, werden die kompressiven Kräfte allein durch die Auflast der auf dem Kontinentalschelf abgelagerten Sedimente aufgrund der sehr hohen Sedimentationsraten ausgelöst. Im submarinen Nigerdelta herrscht daher eine Instabilität des Kontinentalhangs, welche zu einer synsedimentären Bildung der *Growth Faults* führt. Durch diese beckenwärts gerichteten, listrischen Abschiebungen hat sich eine Nordwest-Südost-orientierte Hauptstörungsrichtung entwickelt und zudem haben diese Störungen zusammen mit dem *Geopressure* zu verstärktem Schlammdiapirismus geführt. Die starke Deformation der Sedimente im aktiven Ablagerungsraum des Nigerdelta-Beckens konnte mithilfe der Interpretation des *Seismic Survey* aufgezeigt werden. Die Deformationen werden demnach größtenteils durch den im Untersuchungsgebiet präsenten Schlammdiapirismus (und die *Growth Faults*) verursacht. Die Entstehung dieser Schlammdiapire steht somit im Zusammenhang mit der regionalen Geologie, bei der die plastischen, mobilen Tonsedimente der Akata-Formation und die Sedimentauflast auf dem Kontinentalschelf durch die hohen Sedimentationsraten einen besonderen Stellenwert einnehmen. Folge des erhöhten Diapirismus ist eine hohe Anzahl an natürlichen Fluidaustritten. Die charakteristischen Strukturen dieser Prozesse wurden durch die Interpretation des Störungssystems und der Sequenzgrenzen aufgezeigt. Die geologischen Strukturen und Prozesse, welche im Untersuchungsgebiet beobachtet und beschrieben wurden, entsprechen den regionalgeologischen Gegebenheiten für den Bereich des Kontinentalschelfs und -hangs in einem regressiven Delta eines passiven Kontinentalrands. Die Ergebnisse dieser Untersuchung stehen in Einklang mit den Ergebnissen früherer Untersuchungen in benachbarten Regionen.

Die von Corredor et al. (2005) beziehungsweise Hooper et al. (2002) für das Nigerdelta definierten strukturellen Gefügezonen und sedimentären Ablagerungsgürtel wurden im Untersuchungsgebiet nachgewiesen und deren Grenzen bestimmt. Im äußersten Südwesten wurde anhand des Auftretens der *Thrust Faults* die Grenze von der *Inner Fold and Thrust Belt Province* zur *Mud Diapir Province* gezogen. Die Grenze der *Mud Diapir Province* zur *Extensional Province* im Nordosten wurde anhand der Abnahme des Schlammvulkanismus und der Fluidaustritte sowie einer besonders dominanten synsedimentären *Growth Fault* und den hier auftretenden *Counter Regional Faults* festgelegt (siehe Abbildung in Anhang 19). Zudem wurde der Nachweis für die translationale Tektonik innerhalb der *Mud Diapir Province* anhand einer lateralen, blattverschiebenden Komponente der *Growth Faults* und der weiteren listrischen Abschiebungen erbracht. Die Kinematik der beobachteten Störungen in den drei identifizierten Gefügezonen wurde daher widerspruchsfrei nachvollzogen.

Da die Bildung der *Mud Volcanoes* im Untersuchungsgebiet entschieden an den Schlammdiapirismus gebunden ist, tritt ein Großteil der *Mud Volcanoes* in der *Mud Diapir Province* auf. Die *Pockmarks* sind ebenfalls größtenteils an diese strukturelle Gefügezone gebunden. Auffällig ist, dass *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* im Untersuchungsgebiet oft gemeinsam auftreten und deren Häufigkeit aneinander gebunden zu sein scheint. Besonders der nordwestliche Bereich des Untersuchungsgebiets zeigt die jüngste und stärkste, hydraulische Aktivität der Fluidströme im Untergrund sowie die größte Häufigkeit von *Mud Volcanoes* und *Pockmarks*. Hier tritt zudem die stärkste tektonische Aktivität auf, was sich in einer erhöhten Anzahl an Störungen (auch *Growth Faults*) widerspiegelt, welche häufig für den vertikalen Aufstieg der Sedimente und Fluide dienen. Die Abnahme der Häufigkeit von *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* sowie die teilweise Inaktivität der *Pockmarks* Richtung Süden, zeigen, dass die vertikalen Fluidströme nach Süden geringer werden und die höchsten Porenfluiddrücke im Norden des Untersuchungsgebiets auftreten, was zudem das hier starke Überdruck-Regime im Untergrund bestätigt. Allgemein lässt sich aus der Vielzahl an rezenten *Pockmarks* schließen, dass die Fluidströme im Untersuchungsgebiet hydraulisch sehr aktiv sind.

Die Häufigkeit der Paläo-*Pockmarks* ist geringer, ebenso die der Paläo-*Mud Volcanoes*. Woraus sich folgern lässt, dass die hydraulische und schlammvulkanische

Aktivität in der Vergangenheit nicht so groß war wie heute. Des Weiteren zeigt die Verteilung der *Palão-Pockmarks* und *Palão-Mud Volcanoes*, dass sich im Süden im Bereich des *Palão-Canyons* diese Strukturen bevorzugt gebildet haben.

Es wurden 43 rezente *Mud Volcanoes*, welche vor allem zwei unterschiedlichen *Mud Volcano*-Typen zuzuordnen sind, identifiziert. Beschrieben wurden, zum einen die größten Exemplare des Untersuchungsgebiets, welche direkt aus einem aufsteigenden Schlammdiapir hervorgehen und zum anderen die weitaus häufigeren, kleineren Exemplare, welche sich am Ende einer Störung oder Kluft gebildet haben (siehe Abbildung 28). Diese beiden *Mud Volcano*-Typen sind gleichmäßig im Untersuchungsgebiet verteilt und sind ausschließlich davon abhängig, ob der Schlammdiapir die Sedimentoberfläche erreicht hat und ob durch den Aufstieg des Diapirs Störungen um ihn herum gebildet wurden.

Der Großteil der identifizierten *Mud Volcanoes* ist zudem direkt oder indirekt mit einer *Growth Fault* assoziiert, welche zur Bildung und Entwicklung der Schlammdiapire, aus welchen sie hervorgehen, entschieden beigetragen hat (siehe Abbildung 109). Des Weiteren konnte in der *Mud Diapir Province* die Existenz von lokalen listrischen Abschiebungen, welche nicht synsedimentär entstanden sind, nachgewiesen werden. Diese kleineren, jüngeren Störungen treten nur im Bereich der *Mud Volcanoes* auf und entstanden während der Bildung dieser durch Druckentlastung und Volumenverlust aufgrund der aufsteigenden und austretenden *Mud Breccia* (siehe Abbildung 109) sowie des Drucks der nachrückenden Sedimentmassen aufgrund der hohen Sedimentationsraten. Diese listrischen Abschiebungen, welche bei den meisten *Mud Volcanoes* auftreten, befinden sich daher immer nordöstlich der *Mud Volcanoes* und sind parallel zu den *Growth Faults*. Neben der Orientierung dieser listrischen Abschiebungen sind der Abstand zu den *Mud Volcanoes* und das Einfallen dieser Störungen in etwa identisch. Dies spricht für die gleichen Bildungsbedingungen bei einem Großteil der *Mud Volcanoes* des Untersuchungsgebiets. Ein Bildungsprozess, wie er von Graue (2000) beschrieben wurde, ist demnach auch im Untersuchungsgebiet wahrscheinlich (siehe Abbildung 109). Ausnahmen bilden einzig die wenigen *Mud Volcanoes* im Randbereich der *Inner Fold and Thrust Belt Province* zur *Mud Diapir Province*, welche mit den hier auftretenden, ersten *Thrust Faults* in Verbindung stehen.

Die ausfließende *Mud Breccia* tritt konzentrisch aus dem *Mud Volcano*-Krater aus, bewegt sich in Richtung des Gefälles und bildet dabei zungenförmige Ablagerungen (siehe Abbildung 110). Je nach Anzahl der eruptiven Phasen des *Mud Volcanos* können mehrere Lagen an *Mud Breccia* übereinander abgelagert werden.

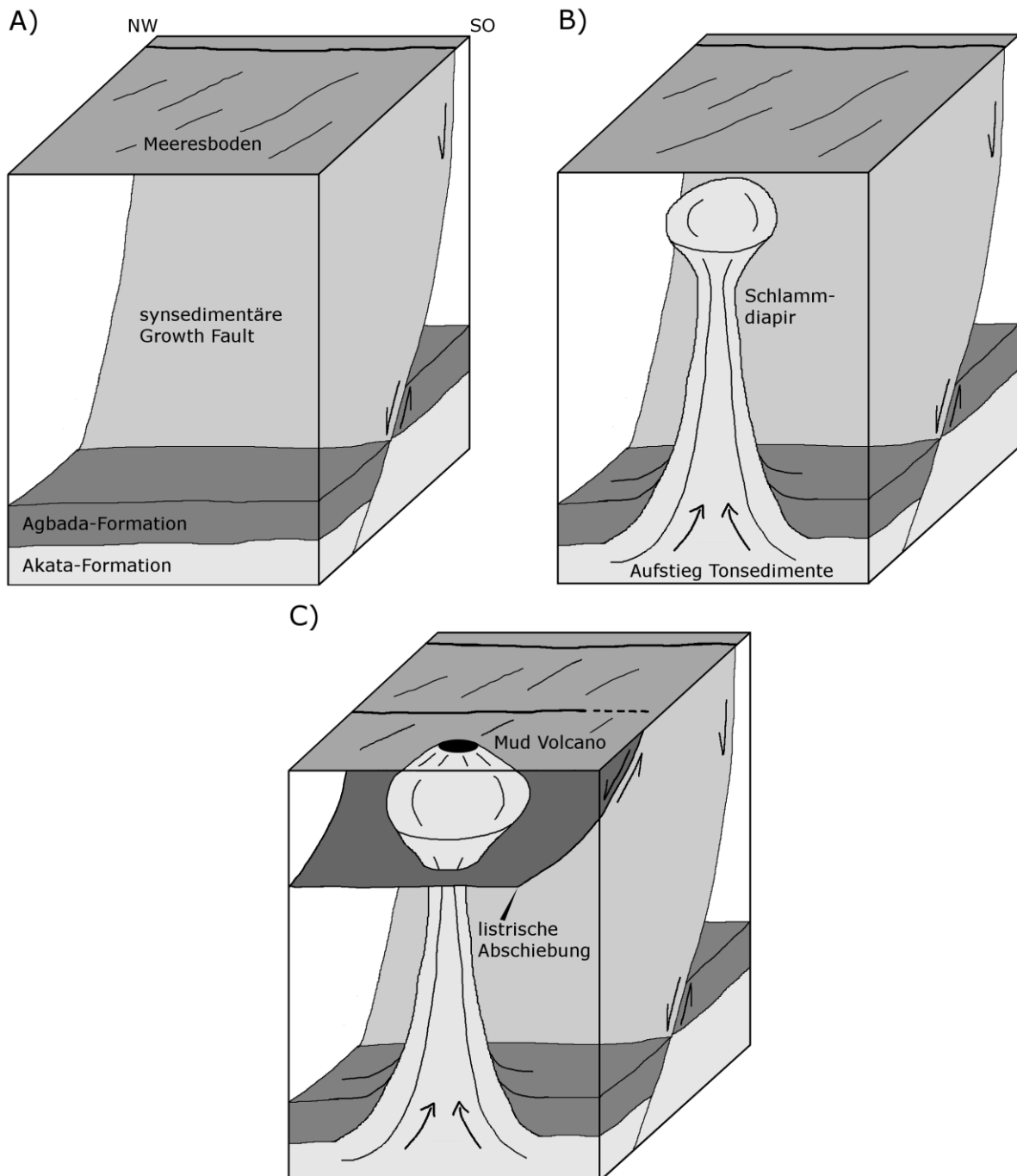


Abbildung 109: Konzeptionelles Modell der Bildung von Mud Volcanoes in Verbindung mit Schlammdiapiren und listrischen Abschiebungen; A: während der Ablagerung der Sedimente bildet sich die synsedimentäre Growth Fault; B: an der Basis der Growth Fault nutzen die plastischen Tonsedimente die Schwächezone zur vertikalen Migration und der Schlammdiapir entsteht; C: der Schlammdiapir steigt weiter auf, durchstößt die Sedimentoberfläche und ein Mud Volcano entsteht; durch den Volumenverlust der ausgetretenen Tonsedimente bildet sich lokal eine neue listrische Abschiebung an der Basis des Mud Volcanos; ohne Maßstab

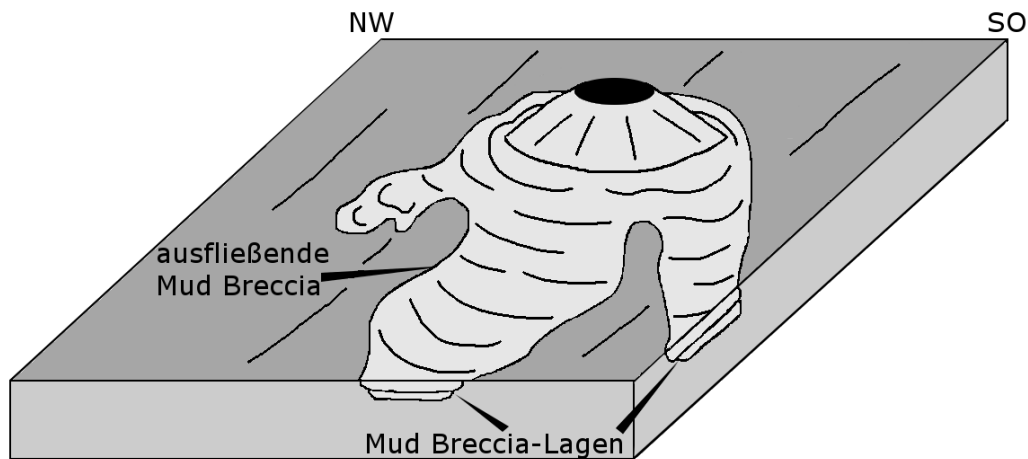


Abbildung 110: Schematische Darstellung des Ausfließens und der Ablagerung der Mud Breccia-Sedimente; das Ausfließen erfolgt in Richtung des Gefälles (hier Südwesten); jede Lage der Mud Breccia deutet auf eine eruptive Phase; ohne Maßstab

Diese Beobachtungen gelten ebenfalls für die im Untersuchungsgebiet identifizierten Paläo-*Mud Volcanoes*. Morphologie, Geometrie und Verteilung dieser Paläo-*Mud Volcanoes* spricht für ähnliche Bildungsbedingungen wie bei den rezenten Nachfolgern. Das Alter der ältesten, identifizierten Paläo-*Mud Volcanoes* lässt auf eine schlammvulkanische Aktivität im Untersuchungsgebiet seit mindestens dem mittleren Miozän (Langhium-Serravallium) schließen.

Ebenso wie die *Mud Volcanoes* stehen auch die *Pockmarks* in Verbindung mit den Störungen. Die Fluidströme im Untergrund nutzen die listrischen Abschiebungen als Möglichkeit zum Aufstieg, bilden an deren Enden nahe der Sedimentoberfläche Gasansammlungen, welche durch den mit der Zeit steigenden Porenfluiddruck abrupt austreten, anschließend kontinuierlich oder periodisch ausgasen und die Krater der *Pockmarks* am Meeresboden zurücklassen. Aufgrund der Migration und Gasansammlung entlang dieser Störungen bilden die *Pockmarks* teilweise Ketten relativ parallel zum Kontinentalschelf, kommen aber auch vermehrt vereinzelt an kleineren Nebenstörungen vor. Die Krater der *Pockmarks* befinden sich zudem in der Regel in einem bestimmten Abstand vor der Störungsfläche. Es ist also anzunehmen, dass der von Pilcher & Argent (2007) beschriebene Prozess für die Bildung eines Teils der *Pockmarks* im Untersuchungsgebiet verantwortlich ist (siehe Abbildung 33). Die *Pockmarks*, die sich nicht an Störungen binden und sich in unmittelbarer Nachbarschaft zu den *Mud Volcanoes* befinden, entstanden, wie es von Dimitrov & Woodside (2003) erklärt wurde, aus entweichenden Gasansammlungen, welche durch die Gasschlote der *Mud Volcanoes* oder der Schlammdiapire aufsteigen. Die im

Untersuchungsgebiet identifizierten *Pockmarks* bildeten sich aufgrund einer dieser zwei beschriebenen Möglichkeiten oder aus Kombinationen dieser beiden (siehe Abbildung 111).

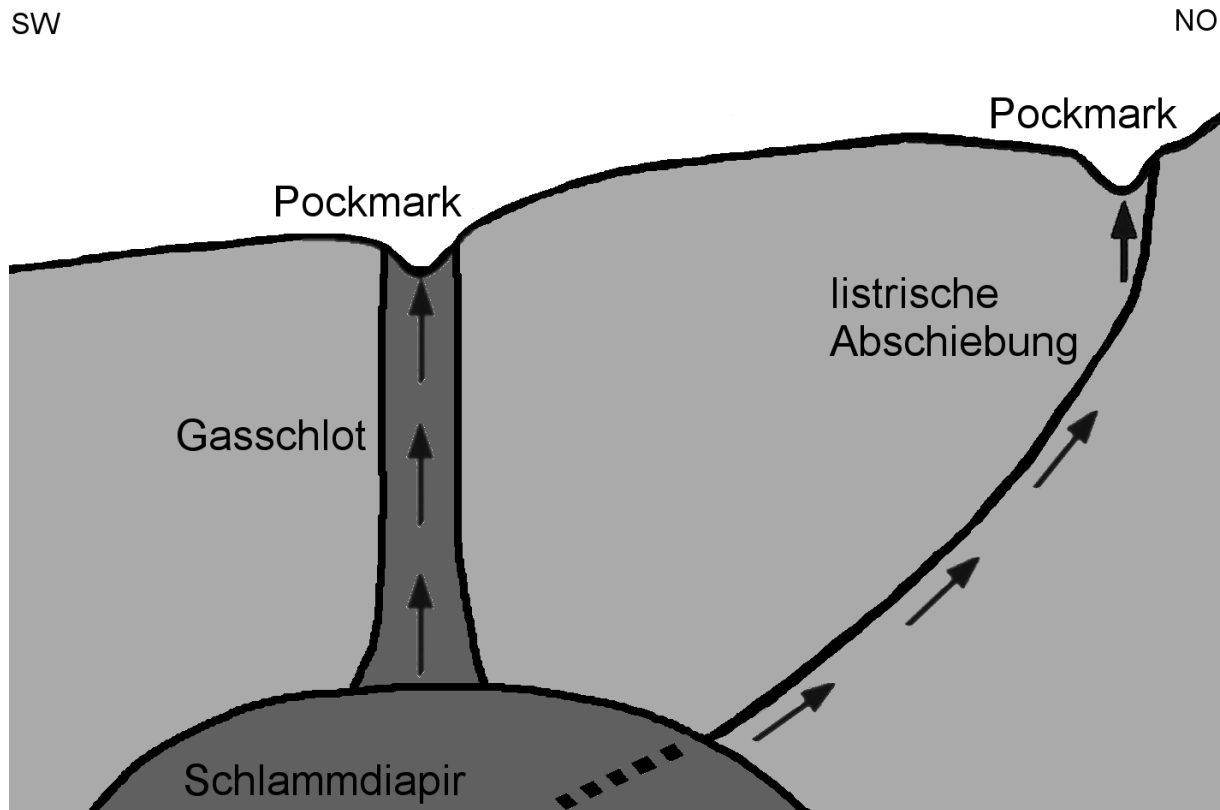


Abbildung 111: Schematische Darstellung der beiden im Untersuchungsgebiet vorkommenden Bildungsprozesse der Pockmarks; ohne Maßstab

Die vertikalen Fluidströme, welche die *Pockmarks* gebildet haben, stammen ausschließlich aus den Tonsedimenten der Akata-Formation, weshalb die *Pockmarks* des Untersuchungsgebiets alle den *Random Pockmarks* des Typs I oder II, die von Riboulot et al. (2013) definiert wurden, zugeordnet werden können. *Non-Random Pockmarks* assoziiert mit Fluidströmen aus gravitativen Massenbewegungen wurden im Untersuchungsgebiet hingegen nicht beobachtet.

13. Diskussion und Ausblick

Submarine Canyons sind im Gegensatz zu anderen Ablagerungsräumen auf einen relativ kleinen Raum beschränkt und zeigen große Variationen in der Faziesverteilung, die sich meist wesentlich von den benachbarten Ablagerungsräumen unterscheiden. Diese Faziesvielfalt auf kleinstem Raum lässt sich aufgrund der physikalisch bedingten begrenzten Auflösung der Seismikdaten nicht allein mit selbigen untersuchen. 3D-reflexionsseismische Daten sind das beste Werkzeug, um die Geometrie, Morphologie und Orientierung von submarinen Canyons und die Ablagerungsräume außerhalb derer zu untersuchen. Für eine genauere Sedimentations- und Prozessanalyse innerhalb der submarinen Canyons werden weitere Daten (wie zum Beispiel direkte Aufschlüsse) benötigt. In Anbetracht der Tatsache, dass nur wenige subaerische Aufschlüsse submariner Paläo-Canyons existieren, erweist sich zusätzlich die Analyse von Bohrdaten als hilfreiche Informationsquelle. Diese sind jedoch mit einem großen technischen, finanziellen und zeitlichen Aufwand verbunden und in ihrer Aussagekraft in der Regel nur für einen begrenzten Bereich gültig. Die Untersuchung von rezenten, submarinen Canyons ist eine weitere Möglichkeit, um die Entstehungs- und Ablagerungsprozesse der Paläo-Canyons besser zu verstehen. Diese indirekten Untersuchungen sind jedoch mit Einschränkungen behaftet. Die Faktoren, welche die Morphologie, Geometrie, Orientierung, Transportprozesse und Sedimentation beeinflussen, sind so vielfältig und treten in so komplexen Wechselwirkungen auf, dass jeder submarine Canyon als einzigartig angesehen werden muss. Zudem sind heute noch nicht alle beeinflussenden Faktoren bekannt. So ist zum Beispiel noch nicht endgültig geklärt, wieso ein submariner Canyon gerade, gewunden oder verflochten verläuft. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass eine modellartige Übertragung der Erkenntnisse der Bildungs- und Sedimentationsprozesse aus rezenten, submarinen Canyons oder subaerischen Aufschlüssen auf andere submarine Canyons nur eingeschränkt möglich ist. In Anbetracht dessen und unter dem Umstand des Fehlens der Bohrdaten erfolgte die Betrachtung der Bildungs-, Sedimentations- und Transportprozesse und der daraus resultierenden Fazies auf Basis der Seismikinterpretation. Somit stammen die Erkenntnisse über die verschiedenen Prozesse aus den Schlussfolgerungen der seismischen Struktur- und Faziesanalyse im Gesamtkontext mit der gesicherten tektonischen, sedimentologischen und stratigraphischen Entwicklung des Nigerdeltas.

Die Untersuchung der *Mud Volcanoes* und *Pockmarks* fand ebenfalls anhand von 3D-reflexionsseismischen Daten und dem Wissen über die regionalgeologische Entwicklung des Nigerdeltas statt. Aus der seismischen Struktur- und Faziesanalyse ließen sich eine Reihe von Aussagen über Bildungsprozesse, Morphologien und Geometrien dieser Strukturen ableiten, welche sich mit Erkenntnissen aus früheren Arbeiten deckten. Eine Untersuchung von Aufschlüssen von Paläo-*Mud Volcanoes* ist auch hier eine hilfreiche Alternative. Da sich die Datenlage bei den *Mud Volcanoes* gegenüber den submarinen Canyons als besser erweist, stellt die indirekte Untersuchung hier kein Problem dar und liefert so hilfreiche, zusätzliche Informationen über zum Beispiel Fazies, Morphologie und Geometrie dieser Strukturen. Des Weiteren sind *Mud Volcanoes* in ihren Bildungsprozessen und -bedingungen, ihrer Fazies oder ihren Formen nicht so divers wie es bei den submarinen Canyons der Fall ist, was eine Übertragung der Beobachtungen aus Paläo-*Mud Volcanoes* auf rezente Strukturen oder umgekehrt vereinfacht.

Für zukünftige Untersuchungen der Strukturen im Untersuchungsgebiet wäre es sinnvoll, Sonar- oder Echolotdaten ergänzend anzuwenden, um feinere Details der geologischen Strukturen auflösen und darstellen zu können. Somit wäre es zum Beispiel möglich, Aussagen über die Krater der Fluidaustritte oder die austretenden Sedimente zu machen. Auch die Einbindung von Bohrungsdaten, zum Beispiel *Density Logs* oder Druckdaten, könnte zur Erstellung von 3D-Modellen des Diapirismus und der Bilanzierung der Fluidströme herangezogen werden.

Literaturverzeichnis

Adeogba, A.A., McHargue, T.R., Graham, S.A. (2005): *Transient fan architecture and depositional controls from near-surface 3D seismic data, Niger Delta continental slope. AAPG Bulletin*, 89(5): 627-643.

Allen, J.R.L. (1965): *Late Quaternary Niger delta and adjacent areas - sedimentary environment and lithofacies. AAPG Bulletin*, 49(5): 547-600.

Allen, J.R.L. (1970): *Sedimentation in the modern delta of the river Niger, West Africa: Deltaic and shallow marine deposits. Developments in Sedimentology*, 1: 26-34.

Andreassen, K., Ødegaard, C.M., Rafaelsen, B. (2007): *Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea. Geological Society, London, Special Publications*, 277: 151-169.

Andresen, K.J., Huuse, M., Clausen, O.R. (2008): *Morphology and distribution of Oligocene and Miocene pockmarks in the Danish North Sea - implications for bottom current. Basin Research*, 20(3): 445-466.

Avbovbo, A.A. (1978): *Tertiary lithostratigraphy of Niger Delta. AAPG Bulletin*, 62: 295-300.

Back, S., Höcker, C., Brundiers, M.B., Kukla, P.A. (2006): *Threedimensional-seismic coherency signature of Niger Delta growth faults: integrating sedimentology and tectonics. Basin Research*, 18(3): 323-337.

Bankole, I. (2010): *Palynology and stratigraphy of three deep wells in the Neogene Agbada Formation, Niger Delta, Nigeria: Implications for petroleum exploration and paleoecology. Diss.: Technische Universität Berlin.*

Benjamin, U., Huuse, M., Hodgetts, D. (2015): *Canyon-confined pockmarks on the western Niger Delta slope. Journal of African Earth Sciences*, 107: 15-27.

Bilotti, F., Shaw, J. (2005): Deep-water Niger Delta fold and thrust belt modeled as a critical-taper wedge: The influence of elevated basal fluid pressure on structural styles. AAPG Bulletin, 89(11): 1475-1491.

Briggs, S.E., Cartwright, J.C., Davies, R.J. (2009): Crustal structure of the deepwater west Niger Delta passive margin from the interpretation of seismic reflection data. Marine and Petroleum Geology, 26(6): 936-950.

Brown, A. (1996): Seismic attributes and their classification. The Leading Edge, 15(10): 1090-1090.

Burke, K., Dessauvage, T.F.J., Whiteman, A.J. (1971): Opening the Gulf of Guinea and Geological History of the Benue Depression and Niger Delta. Nature Physical Science, 233: 51-55.

Burke, K. (1972): Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in development of Niger Delta. AAPG Bulletin, 56(10): 1975-1983.

Bustin, R.M. (1988): Sedimentology and characteristics of dispersed organic matter in Tertiary Niger Delta: Origin of source rocks in a deltaic environment. AAPG Bulletin, 72(3): 277-298.

Butler, R.W.H. (2009): Submarine thrust belts: combining marine seismic and field analogues to study the localization of contractional deformation in sedimentary successions. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 29: 14-16.

Cartwright, J., Huuse, M. (2005): 3D seismic technology: the geological 'Hubble'. Basin Research, 17(1): 1-20.

Cathles, L.M., Su, Z., Chen, D. (2010): The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. Marine and Petroleum Geology, 27(1): 82-91.

Chand, S., Rise, L., Ottesen, D., Dolan, M.F.J., Bellec, V., Boe, R. (2009): *Pockmark-like depressions near the Goliat hydrocarbon field, Barents Sea: morphology and genesis. Marine and Petroleum Geology*, 26(7): 1035-1042.

Chopra, S., Marfurt, K. (2005): *Seismic attributes - A historical perspective. Geophysics*: 3-28.

Chopra, S., Marfurt, K. (2007): *Seismic Attributes for Prospect ID and Reservoir Characterization. Society of Exploration Geophysicists*.

Cobbald, P.R., Clarke, B.J., Løseth, H. (2009): *Structural consequences of fluid overpressure and seepage forces in the outer thrust belt of the Niger Delta. Petroleum Geoscience*, 15: 3-15.

Cohen, H.A., McClay, K. (1996): *Sedimentation and shale tectonics of the northwestern Niger Delta front. Marine and Petroleum Geology*, 13(3): 313-328.

Connors, C.D., Radovich, B., Danforth, A., Venkatraman, S. (2009): *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 29: 182-188.

Corredor, F., Shaw, J.H., Bilotti, F. (2005): *Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. AAPG Bulletin*, 89(6): 753–780.

Damuth, J.E. (1994): *Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. Marine and Petroleum Geology*, 11(3): 320-346.

Davies, R.J., Stewart, S.A. (2005): *Emplacement of giant mud volcanoes in the South Caspian Basin: 3D seismic reflection imaging of their root zones. Journal of the Geological Society*, 162: 1-4.

Davies, R.J., MacLeod, C.J., Morgan, R., Briggs, E. (2005): *Termination of a fossil continent-ocean fracture zone imaged with three-dimensional seismic data: The Chain Fracture Zone, eastern equatorial Atlantic. Geology*, 33(8): 641-644.

Deptuck, Sylvester, Z., M., Pirmez, C., O'Byrne, C. (2007): *Migration–aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. Marine and Petroleum Geology*, 24(6-9): 406-433.

Deville, E., Guerlais, S.H. (2009): *Cyclic activity of mud volcanoes: evidences from Trinidad (SE Caribbean). Marine and Petroleum Geology*, 26(9): 1681-1691.

Dimitrov, L.I. (2002): *Mud Volcanoes - the most important pathway for degassing deeply buried sediments. Earth-Science Reviews*, 59(1-4): 49-76.

Dimitrov, L. I. (2003): *Mud volcanoes - a significant source of atmospheric methane. Geo-Marine Letters*, 23(3): 155-161.

Dimitrov, L. I., Woodside, J. (2003): *Deep sea pockmark environments in the eastern Mediterranean. Marine Geology*, 195(1-4): 263-276.

Doust, H., Omatsola, E., (1990): *Niger Delta: Divergent/Passive Margin Basins. AAPG Memoir*, 48: 201-248.

Ekweozor, C.M., Daukoru, E.M (1994): *Northern delta depobelt portion of the Akata-Agbada petroleum system, Niger Delta, Nigeria: The Petroleum System-From Source to Trap. AAPG Memoir*, 60: 599-614.

Etiope, G. (2005): *Methane emission from mud volcanoes. Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity*, 51: 141-146.

Etiope, G., Feyzullayev, A., Milkov, A., Waseda, A., Mizobe, K., Sun, C.H. (2009): *Evidence of subsurface anaerobic biodegradation of hydrocarbons and potential secondary methanogenesis in terrestrial mud volcanoes. Marine and Petroleum Geology*, 26(9): 1692-1703.

Evamy, B.D., Haremboure, J., Kamerling, P., Knaap, W.A., Molloy, F.A., Rowlands, P.H. (1978): *Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. AAPG Bulletin*, 62: 277-298.

Evans, R. J., Davies, R. J., Stewart, S. A. (2006): *Internal structure and eruptive history of a kilometrescale mud volcano system, South Caspian Sea. Basin Research*, 19(1): 153-163.

Field, M.E., Jennings, A.E. (1987): *Seafloor gas triggered by a northern California earthquake. Marine and Petroleum Geology*, 77(1-2): 39-51.

Gay, A., Lopez, M.; Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., Sermondadaz, G. (2006): *Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. Marine Geology*, 226(1-2): 25-40.

Gay, A., Lopez, M., Berndt, C., Séranne, M. (2007): *Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. Marine Geology*, 244(1-4): 68-92.

Gontz, A.M., Belknap, D.F., Daniel, F., Kelley, J.T. (2001): *Evidence for changes in the Belfast Bay pockmark field, Maine (Abstract). Geological Society of America, Northeastern Section 36th Annual Meeting*

Graue, K. (2000): *Mud volcanoes in deep water Nigeria. Marine and Petroleum Geology*, 17(8): 959-974.

Harris, P.T., Whiteway, T. (2011): *Global distribution of large submarine canyons: geomorphic differences between active and passive continental margins. Marine Geology*, 285(1-4): 69-86.

Hartwig, A., Anka, Z., di Primio, R. (2012): *Evidence of a widespread paleo-pockmarked field in the Orange Basin: An indication of an early Eocene massive fluid escape event offshore South Africa. Marine Geology*, 332-334: 222-234.

Heiniö, P., Davies, R.J. (2006): *Degradation of compressional fold belts: Deep-water Niger Delta. AAPG Bulletin*, 90(5): 753-770.

Hensen, C., Nuzzo, M., Hornibrook, E., Pinheiro, L.M., Bock, B., Magalhães, V. H., Brückmann, W. (2007): Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz – indications for hydrothermal imprint. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(5): 1232-1248.

Hooper, R.J., Fitzsimmons, R.J., Grant, N., Vendeville, B.C. (2002): The role of deformation in controlling depositional patterns in the south-central Niger Delta, West Africa. *Journal of Structural Geology*, 24(4): 847-859.

Hospers, J. (1965): Gravity field and structure of the Niger Delta, Nigeria, West Africa. *Geological Society of American Bulletin*, 76(4): 407-422.

Hovland, M., Sommerville, J.H. (1985): Characteristics of two natural gas seepages in the North Sea. *Marine Petrological Geology*, 2(4): 319-26.

Hovland, M., Judd, A.G. (1988): *Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*. Graham & Trotman, London.

Hovland, M., Hill, A., Stokes, D. (1997): The structure and geomorphology of the Dashgil mud volcano, Azerbaijan. *Geomorphology*, 21(1): 1-15.

Hovland, M., Bjørkum, P.A., Gudmestad, O.T., Orange, D. (2001): Gas hydrate and seeps - effects on slope stability: The hydraulic model: ISOPE Conference Proceedings, Stavanger: 471-476.

Hovland, M., Gardner, J.V., Judd, A.G. (2002): The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids*, 2(2): 127-136.

Hovland, M., Svensen, H. (2006): Submarine pingoes: Indicators of shallow gas hydrates in a pockmark at Nyegga, Norwegian Sea. *Marine Geology*, 228(1-4): 15-23.

Hovland, M., Heggland, R., De Vries, M.H., Tjelta, T.I. (2010): Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 27(6): 1190-1199.

Huseynov, D. A., Guliyev, I. S. (2004): *Mud volcanic natural phenomena in the South Caspian Basin: geology, fluid dynamics and environmental impact. Environmental Geology*, 46(8): 1012-1023.

ICS - International Commission on Stratigraphy (2016): *International Chronostratigraphic Chart*. <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>, March 2017.

Jermannaud, P., Rouby, D., Robin, C., Nalpas, T., Guillocheau, F., Raillard, S. (2009): *Plio-Pleistocene sequence stratigraphic architecture of the eastern Niger Delta: A record of eustasy and aridification of Africa. Marine and Petroleum Geology*, 27(4): 810–821.

Jibrin, B. (2015): *Seismic Imaging of Seabed Morphology Offshore Niger Delta. Universal Journal of Geoscience*, 3 (2): 66-70.

Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytel, S.J. (2011): *Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. Marine and Petroleum Geology*, 28(3): 843-860.

Judd, A.G. (2001): *Pockmarks in the UK Sector of the North Sea. Strategic Environmental Assessment - SEA2 - Technical Report, University of Sunderland*.

Judd, A.G. (2005): *Gas emissions from mud volcanoes: Significance to Global Climate Change. Mud Volcanoes, Geodynamics and Seismicity*, 51: 147-157.

Judd, A.G., Hovland, M. (2007): *Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. University Press, Cambridge: 441 pp*.

Kopf, A.J. (2002): *Significance of mud volcanism. Reviews of Geophysics*, 40(2): 1-52.

Kopf, A.J., Stegmann, S., Delisle, G., Panahi, B., Aliyev, C.S., Guliyev, I. (2009): *In situ cone penetration tests at the active Dashgil mud volcano, Azerbaijan: evidence for excess fluid pressure, updoming, and possible future violent eruption. Marine and Petroleum Geology*, 26(9): 1716-1723.

Kulke, H. (1995): *Nigeria: Regional Petroleum Geology of the World. Part II: Africa, America, Australia and Antarctica*. Berlin, Gebrüder Borntraeger: 143-172.

Li, L., Wang, Y., Zhang, L., Huang, Z. (2010): *Confined gravity flow sedimentary process and its impact on the lower continental slope, Niger Delta*. *Science China, Earth Sciences*, 53(8): 1169-1175.

Linke, P., Pfannkuche, O., Witte, U., Nakamura, K. (2001): *Variability of benthic flux and discharge rates at vent sites determined by in situ instruments: European Union of Geologists 11th Conference Proceedings*.

Loncke, L., Mascle, J. (2004): *Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences*. *Marine and Petroleum Geology*, 21(6): 669-689.

Long, D., Lammers, S., Linke, P. (1998): *Possible hydrate mounds within large sea-floor craters in the Barents Sea: Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. *Geological Society of London Special Publication*, 137: 223–37.

Matthew, O.S., Won, J., Udoekong, G., Ibilola, O.O., Dixon, D. (2010): *Resolving the Structural Complexities in the Deepwater Niger-Delta Fold and Thrust Belt: A Case Study from the Western Lobe, Nigerian Offshore Depobelt*. Adapted from oral presentation at AAPG International Conference and Exhibition, Calgary, Alberta.

Mayall, M., Lonergan, L., Bowman, A., James, S., Mills, K., Primmer, T., Pope, D., Rogers, L., Skeene, R. (2010): *The response of turbidite slope channels to growth-induced seabed topography*. *AAPG Bulletin*, 94(7): 1011-1030.

Mazurenko, L. L., Soloviev, V. A., Belenkaya, I., Ivanov, M. K., Pinheiro, L. M. (2002): *Mud volcano gas hydrates in the Gulf of Cadiz*. *Terra Nova*, 14(5): 321-329.

Milkov, A.V. (2000): *Worldwide distribution of submarine Mud Volcanoes and associated gas hydrates*. *Marine Geology*, 167(1-2): 29-42.

Milkov, A. V., Sassen, R., Apanasovich, T. V., Dadashev, F. G. (2003): *Global gas flux from mud volcanoes: a significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean. Geophysical Research Letters*, 30(2).

Morgan, R. (2003): *Prospectivity in ultradeep water: the case for petroleum generation and migration within the outer parts of the Niger Delta apron: Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies. Geological Society Special Publications*, 207: 151-164.

Morgan, R. (2004): *Structural controls on the positioning of submarine channels on the lower slopes of the Niger Delta: 3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins. Geological Society Memoirs*, 29: 45-51.

Mourgues, R., Lecomte, E., Vendeville, B., Raillard, S. (2009): *An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. Tectonophysics*, 474(3-4): 643-656.

Müller, C., Theilen, F., Milkereit, B. (2001): *Large gasprospective areas indicated by bright spots. World Oil*, 222: 60-67.

Nton, N.E., Adesina, A.D. (2009): *Aspects of structures and depositional environment of sand bodies within tomboy field, offshore western Niger Delta, Nigeria. Materials and Geoenvironment*, 56(3): 284-303.

Nauriyal, A., Sarkar, A., Kamat, V. (2010): *Identification of discontinuities by attribute analysis and planning of wells for basement exploitation - A case study in Mumbai High Field. 8th Biennial International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics, Hyderabad 2010.*

Papatheodorou, G., Lavrentaki, M., Mourelatos, P., Voutsinas, K., Xenos, K. (2001): *Pockmarks on the seabed of the Aetoliko Lagoon, Greece (in Greek). Alieftika Nea (Fishing News)*, 238: 73-87.

Pilcher, R., Argent, J. (2007): Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. Marine Geology, 244(1-4): 15-32.

Pinet, N., Duchesne, M., Lavoie, D. (2010): Linking a linear pockmark train with a buried Palaeozoic structure: a case study from the St. Lawrence Estuary. Geo-Marine Letters, 30(5): 517-522.

Planke, S., Svensen, H., Hovland, M., Banks, D. A., Jamtveit, B. (2003): Mud and fluid migration in active mud volcanoes in Azerbaijan. Geo-Marine Letters, 23: 258-268.

Planke, S., Rassmussen, T., Rey, S. S., Myklebust, R. (2005): Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins: Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives. Proceedings of the 6th Geology Conference. London, 833-844.

Ramberg, H. (1981): Gravity Deformation and the Earth's Crust, 2te Edition. Academic Press, London: 452 pp.

Reijers, T.J.A., Petters, S.W., Nwajide, C.S. (1997): The Niger Delta Basin: Selley, R.C., ed., African Basins - Sedimentary Basin of the World 3. Amsterdam, Elsevier Science: 151-172.

Reijers, T.J.A. (2011): Stratigraphy and sedimentology of the Niger Delta. Geologos, 17(3): 133-162.

Riboulot, V., Cattaneo, A., Berné, S., Schneider, R.R., Voisset, M., Imbert, P., Grimaud, S. (2012): Geometry and chronology of late Quaternary depositional sequences in the Eastern Niger Submarine Delta. Marine Geology, 319-322: 1-20.

Riboulot, V., Cattaneo, A., Sultan, N., Garziglia, S., Ker, S., Imbert, P., Voisset, M. (2013): Sea-level change and free gas occurrence influencing asubmarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. Earth and Planetary Science Letters, 375: 78-91.

Rise, L., Soettem, J., Fanavoll, S., Thorsnes, T., Ottesen, D., Bøe, R (1999): *Seabed pockmarks related to fluid migration from Mesozoic bedrock strata in the Skagerrak, offshore Norway. Marine and Petroleum Geology*, 16(7): 619-31.

Robinson, A.M., Cartwright, J.A., Burgess, P.M., Davies, R.J. (2004): *Interactions between topography and channel development from 3D seismic analysis: an example from the Tertiary of the Flett Ridge, Faroe-Shetland Basin, UK: 3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins. Geological Society Memoirs*, 29: 73-82.

Sahling, H., Bohrmann, G., Spiess, V., Bialas, J., Breitzke, M., Ivanov, M., Kasten, S., Krastel, S., Schneider, R. (2008): *Pockmarks in the Northern Congo Fan area, SW Africa: Complex seafloor features shaped by fluid flow. Marine Geology*, 249(3-4): 206-225.

Sassen, R., Losh, S. L., Cathles, L., Roberts, H. H., Whelan, J. K., Milkov, A. V., Sweet, S. T., De Freitas, D. A. (2001): *Massive vein filling gas hydrate: relation to ongoing migration from the deep subsurface in the Gulf of Mexico. Marine and Petroleum Geology*, 18(5): 551-560.

Seibold, E., Hinz, K. (1974): *Continental slope construction and destruction, West Afrika: The Geology of Continental Margins. Springer, New York: 179-196.*

Shanmugam, G. (2003): *Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. Marine and Petroleum Geology*, 20(5): 471-491.

Shanmugam, G. (2006): *Deep-Water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs: Cubitt, J., Handbook of petroleum exploration and production*, 5.

Sheriff, R.E. (2002): *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists: Geophysical References Series*, 13.

Short, K.C., Stäuble, A.J. (1967): *Outline of geology of Niger Delta. AAPG Bulletin*, 51(5): 761-779.

Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J.T., Farran, M., Hernández-Molina, J., González, J., Juan, C., Fernández-Puga, C. (2012): Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, 332-334: 4-26.

Soter, S. (1999): Macroscopic seismic precursors and submarine pockmarks in the Corinth-Patras Rift, Greece. *Tectonophysics*, 308(1-2): 275-290.

Stacher, P. (1995): Present understanding of the Niger Delta hydrocarbon habitat: Oti, M.N., and Postma, G., eds., *Geology of Deltas*. Rotterdam, A.A. Balkema: 257-267.

Stewart, S. A., Davies, R. J. (2006): Structure and emplacement of mud volcano systems in the South Caspian Basin. *AAPG Bulletin*, 90(5): 771-786.

Sultan, N., Voisset, M., Marsset, B., Marsset, T., Cauquil, E., Colliat, J.L. (2007): Potential role of compressional structures in generating submarine slope failures in the Niger Delta. *Marine Geology*, 237(3-4): 169-190.

Sultan, N., Marsset, B., Ker, S., Marsset, T., Voisset, M., Vernant, A.M., Bayon, G., Cauquil, E., Adamy, J., Colliat, E., Drapeau, D. (2010): Hydrate dissolution as a potential mechanism for pockmark formation in the Niger delta. *Journal of Geophysical Research*, 115(B08): 1-33.

Sun, Q., Wu, S., Hovland, M., Luo, P., Lu, Y., Qu, T. (2011): The morphologies and genesis of mega-pockmarks near the Xisha Uplift, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 28(6): 1146-1156.

Sylvester, Z., Pirmez, C., Cantelli, A. (2010): A model of submarine channel-levee evolution based on channel trajectories: Implications for stratigraphic architecture. *Marine and Petroleum Geology*, 28(3): 716-727.

Taner, M., Koehler, F., & Sheriff, R. (1979): Complex seismic trace analysis: 1041-1063.

Tuttle, M.L.W., Charpentier, R.R., Brownfield, M.E. (1999): The Niger delta petroleum system: Niger delta province, Nigeria, Cameroon, and Equatorial Guinea, Africa. USGS Open-file report 99-50-H.

Van Rensbergen, P., Morley, C.K., Ang, D.W., Hoan, T.Q., Lam, N.T. (1999): Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to Mud Volcanism: 3D seismic data from the Baram Delta, offshore Brunei Darussalam. Journal of the Geological Society, 156: 633-650.

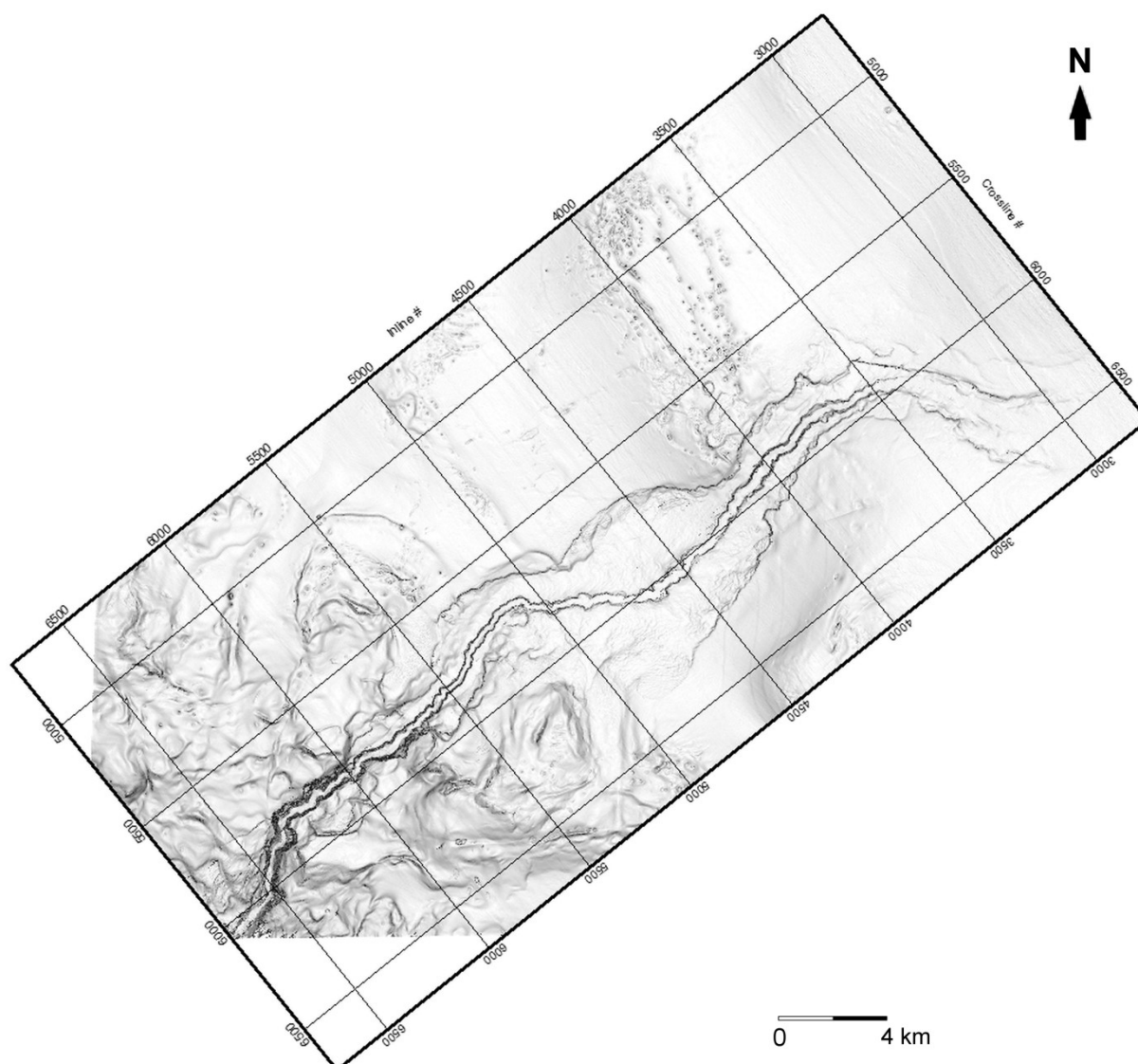
Weber, K.J., Daukoru, E.M. (1975): Petroleum geology of the Niger Delta. Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress 2: 210-221.

Anhang

Anhang 1: Tabelle der Dimensionen moderner Canyons (aus Shanmugam, 2006)

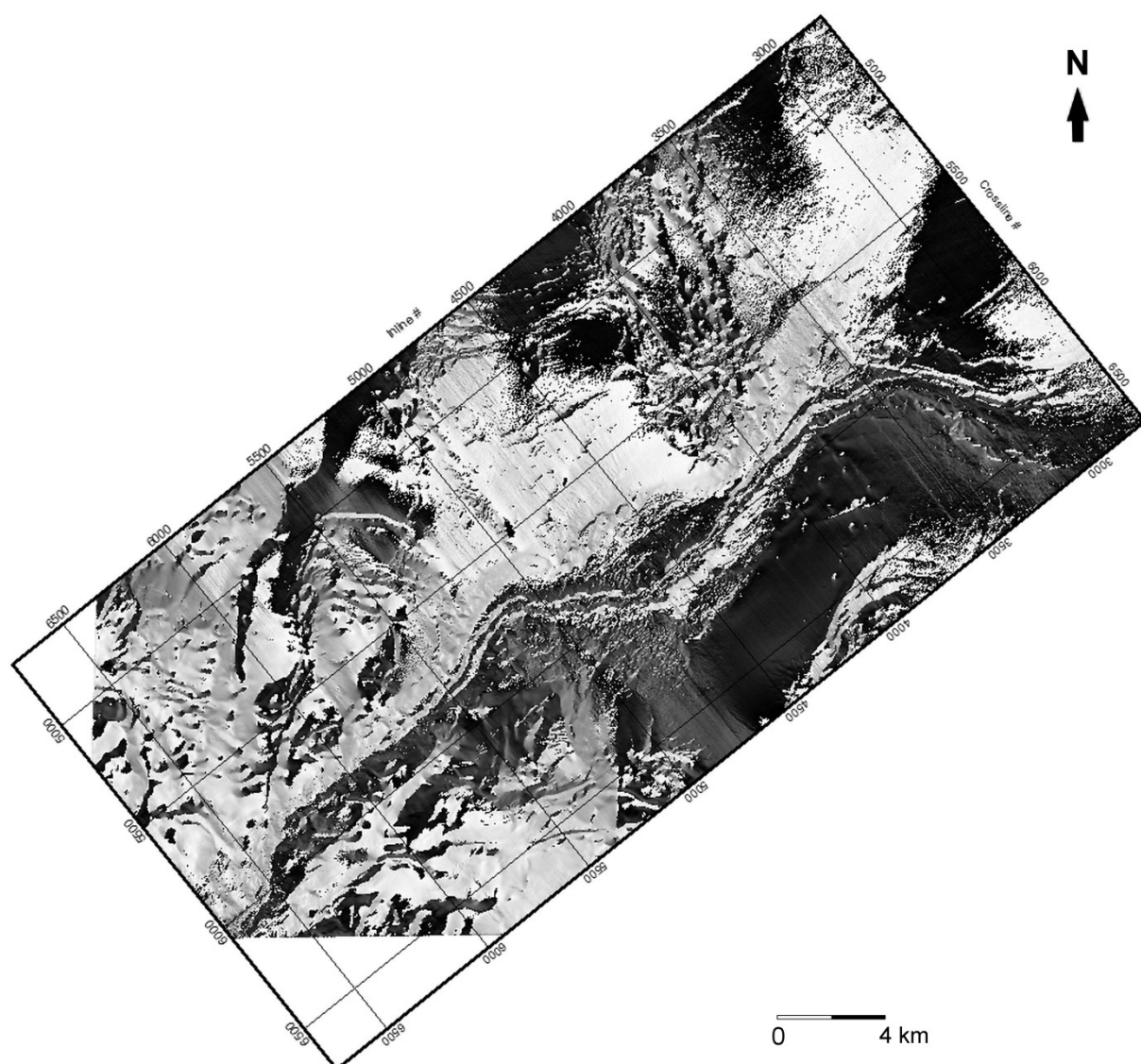
Modern canyon	Length (km)	Gradient (m/km)	Wall relief (m)
Bering, Bering Sea	1495	8	1840
Great Bahama, North Atlantic	225	60	4285
Zaire (Congo), Atlantic	222	10	1226
Pribilof, Bering Sea	159	20	2146
Monterey, Pacific	470	26	1839
Hudson, North Atlantic	93	22	1226
Hydrographer, North Atlantic	50	38	919
Rhone, Mediterranean	27	54	614
La Jolla, Pacific	14	38	307
Halawai, Pacific	11	90	307

Anhang 2: Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet A (submarine Canyons; die Skala reicht von 0 bis maximal 42 Grad)

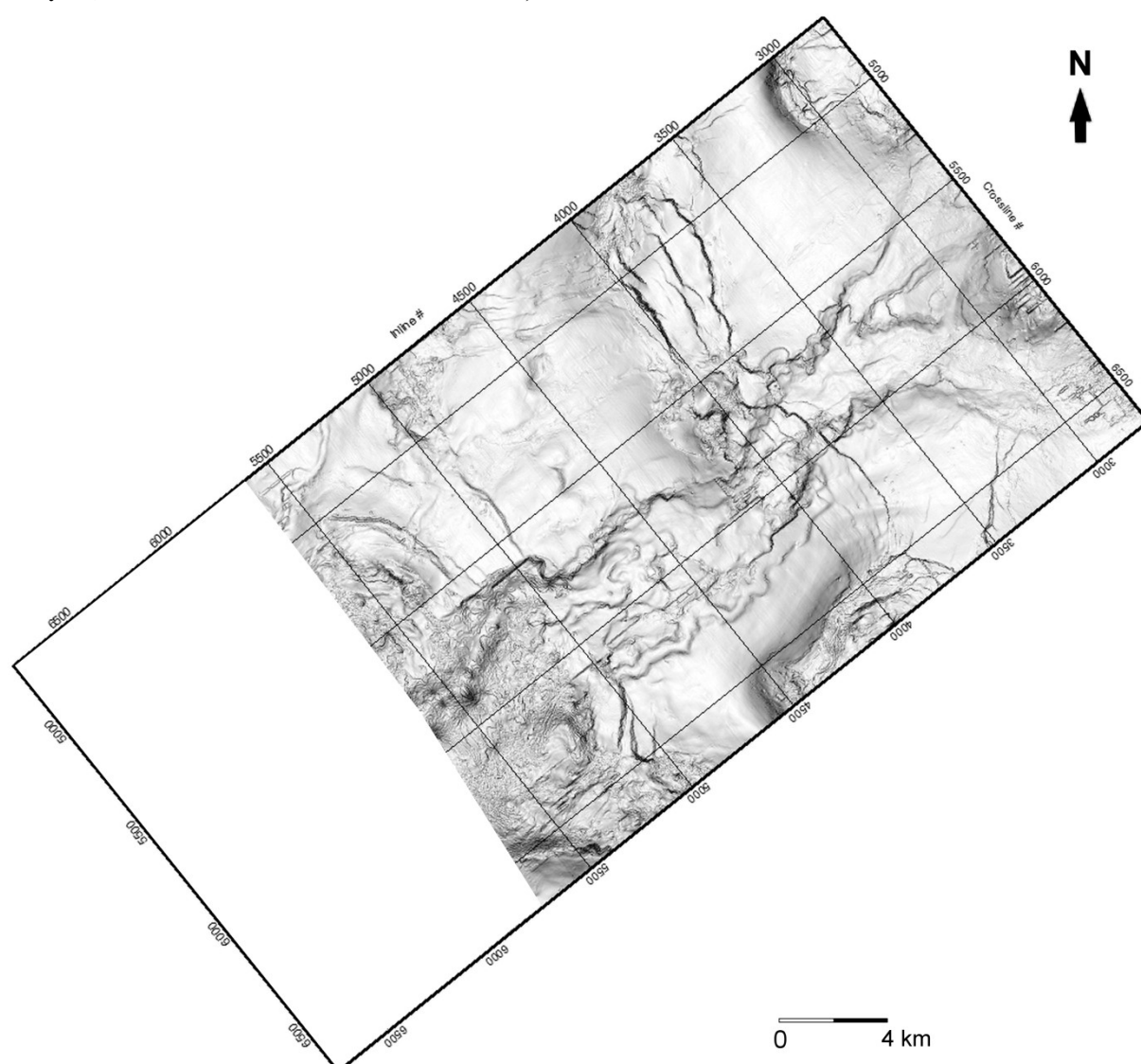


Anhang

Anhang 3: Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet A (submarine Canyons; die Skala reicht von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß))

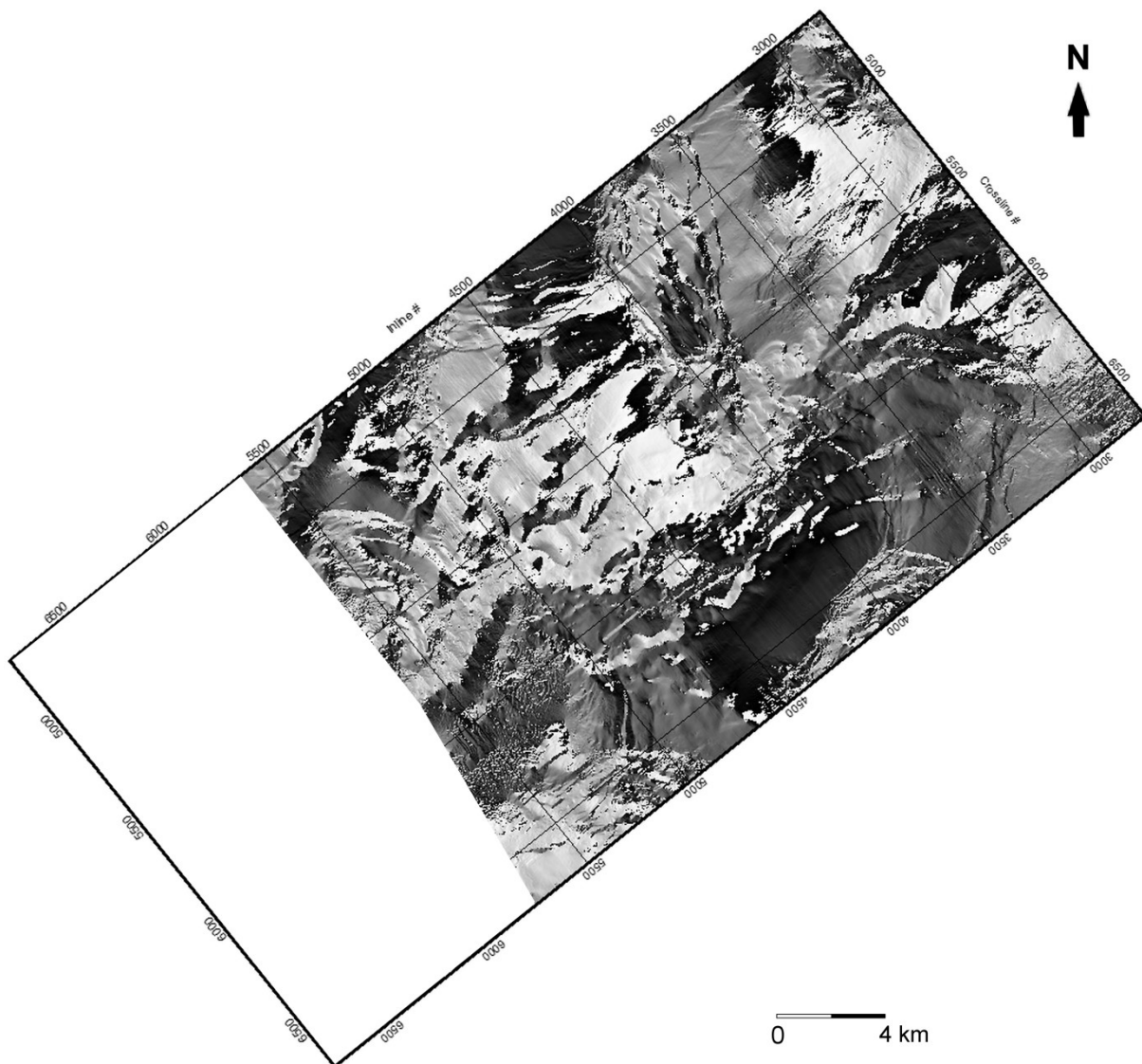


Anhang 4: Dip Curvature-Attributkarte der seismischen Diskordanz aus Untersuchungsgebiet A (submarine Canyons; die Skala reicht von 0 bis maximal 28 Grad)

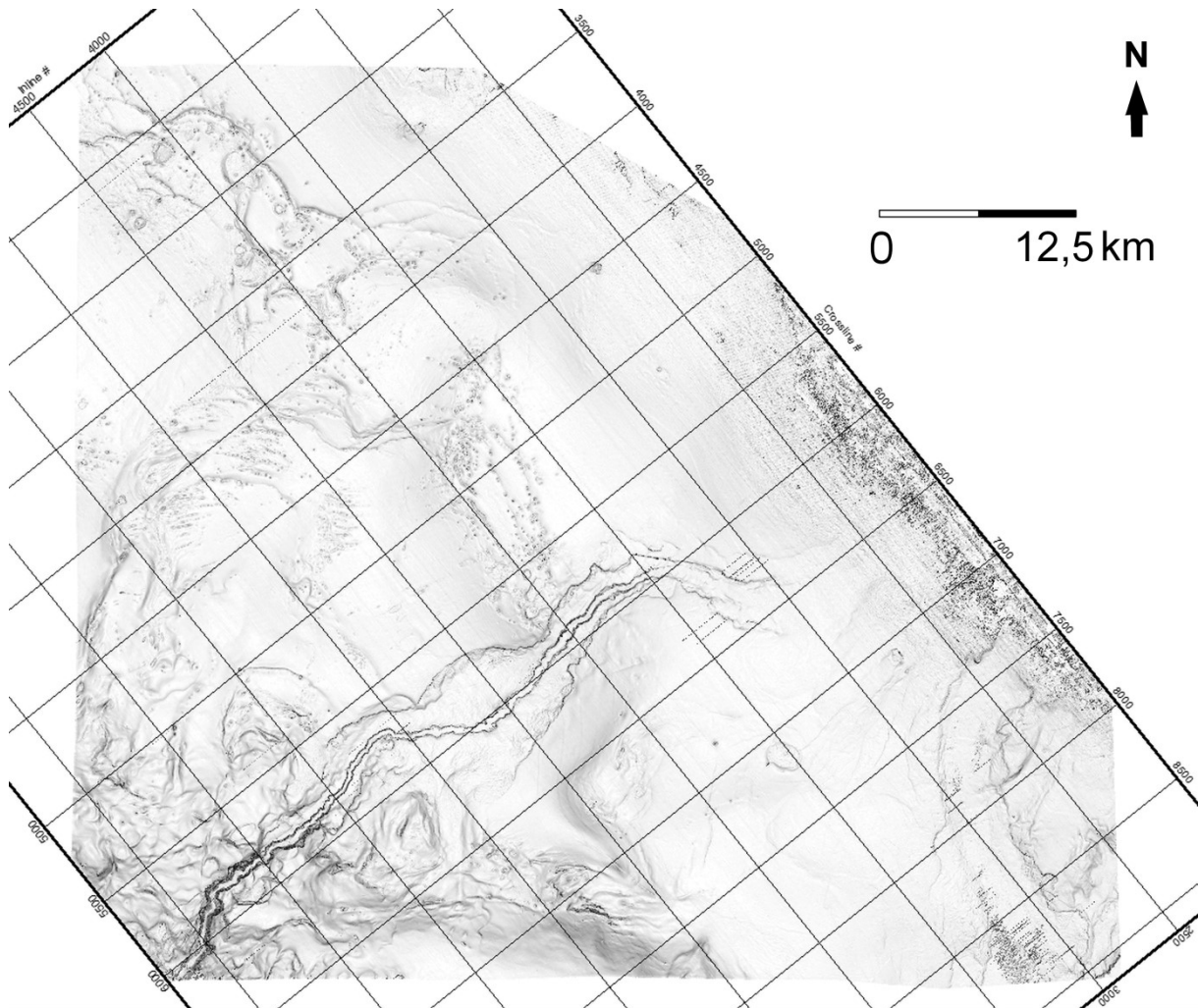


Anhang

Anhang 5: Dip Azimuth-Attributkarte der seismischen Diskordanz aus Untersuchungsgebiet A (submarine Canyons; die Skala reicht von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß))

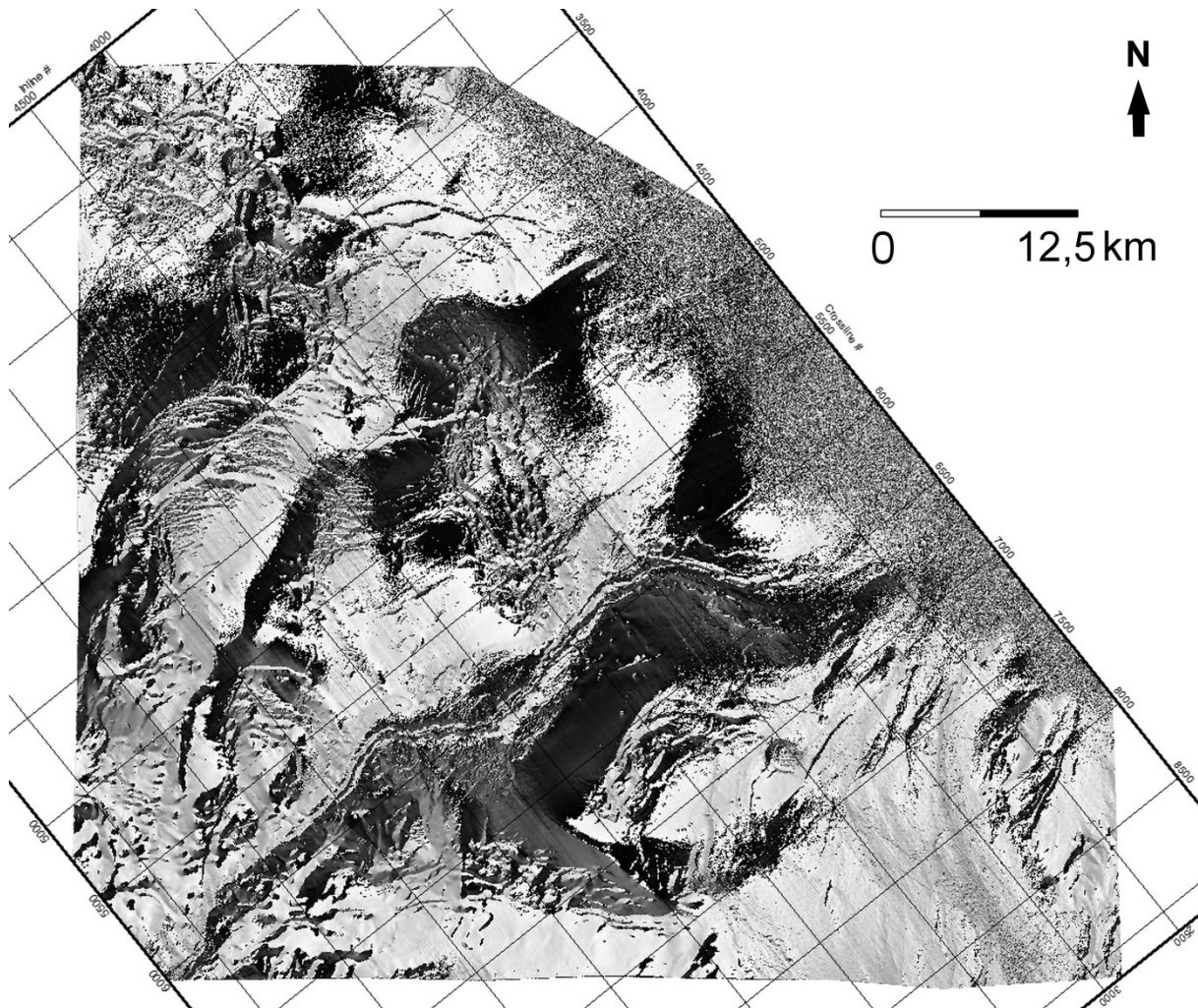


Anhang 6: Dip Curvature-Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet B (Mud Volcanoes und Pockmarks; die Skala reicht von 0 bis maximal 50 Grad)

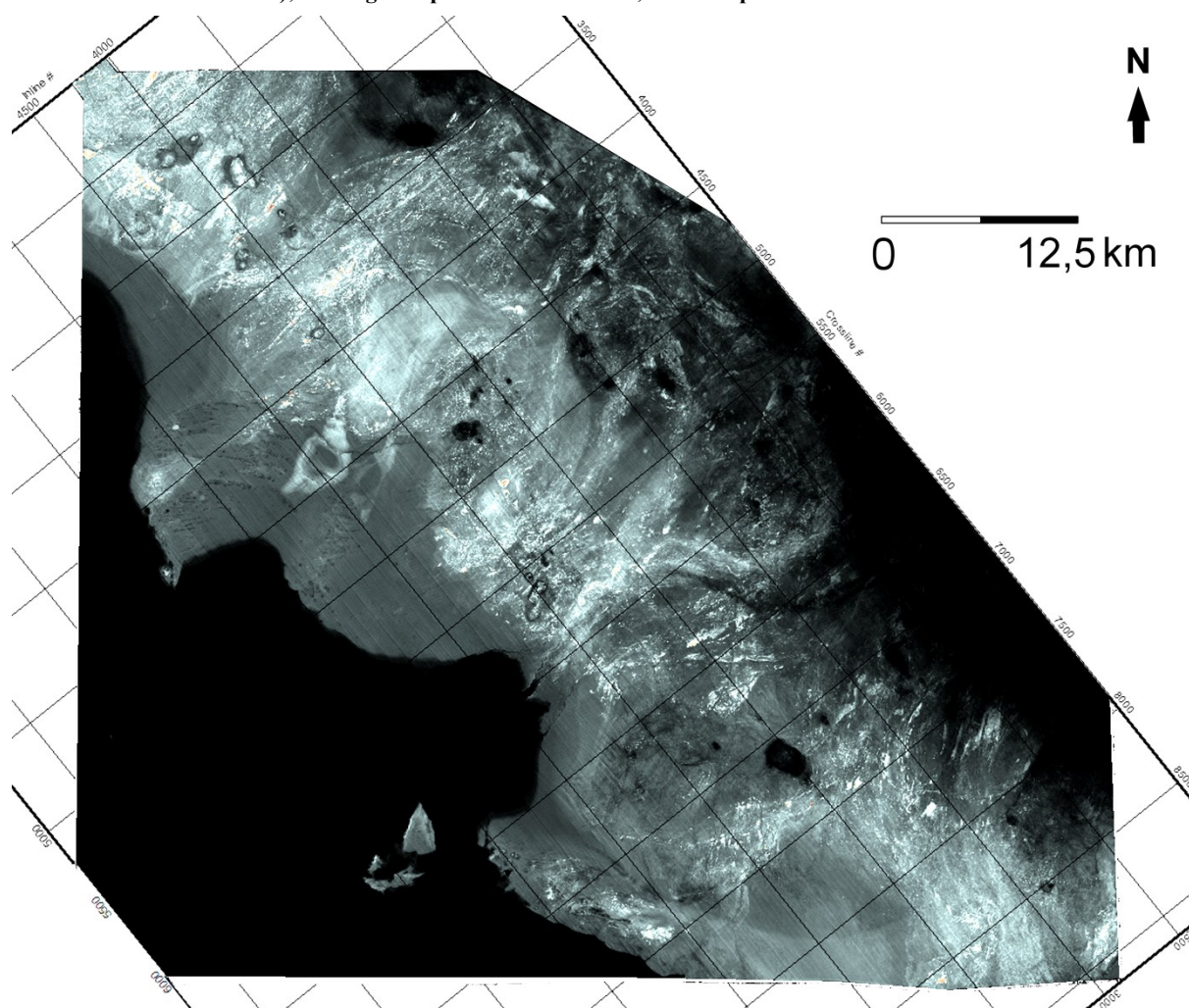


Anhang

Anhang 7: Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet B (Mud Volcanoes und Pockmarks; die Skala reicht von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß))

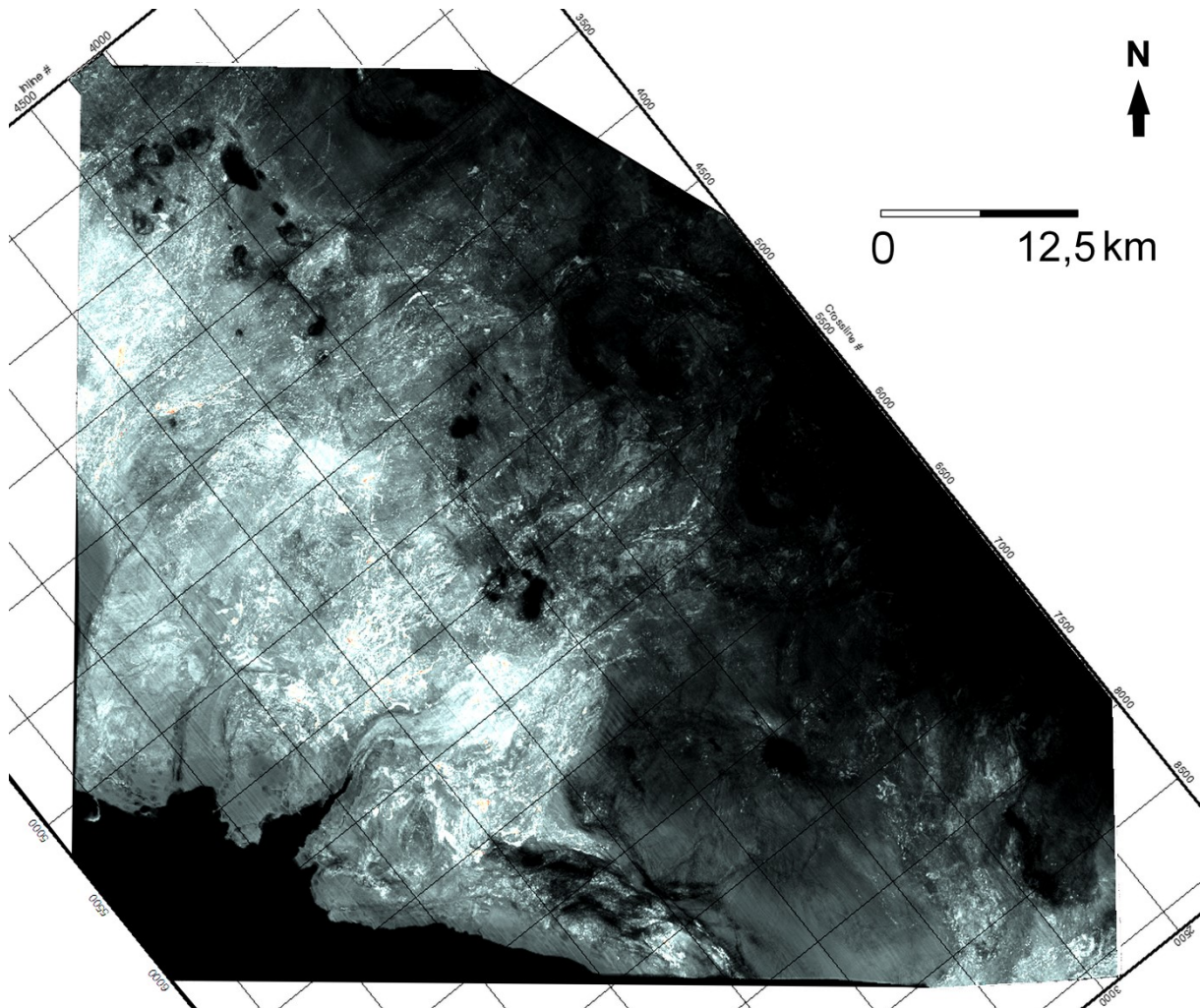


Anhang 8: RMS Amplitude-Attributkarte bei 800 bis 1.200 Millisekunden TWT aus Untersuchungsgebiet B (Mud Volcanoes und Pockmarks); Niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell

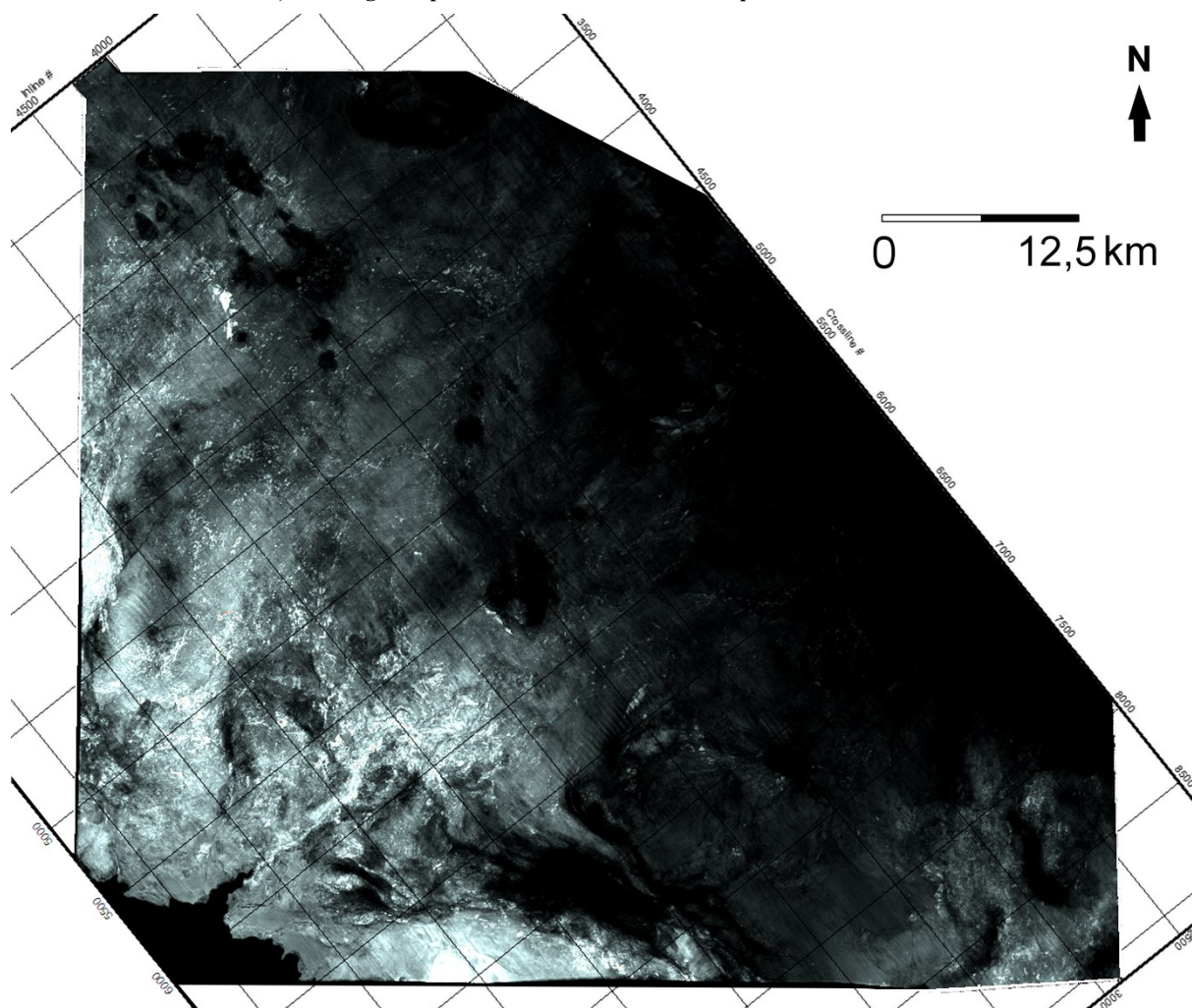


Anhang

Anhang 9: RMS Amplitude-Attributkarte bei 1.200 bis 1.600 Millisekunden TWT aus Untersuchungsgebiet B (Mud Volcanoes und Pockmarks); Niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell

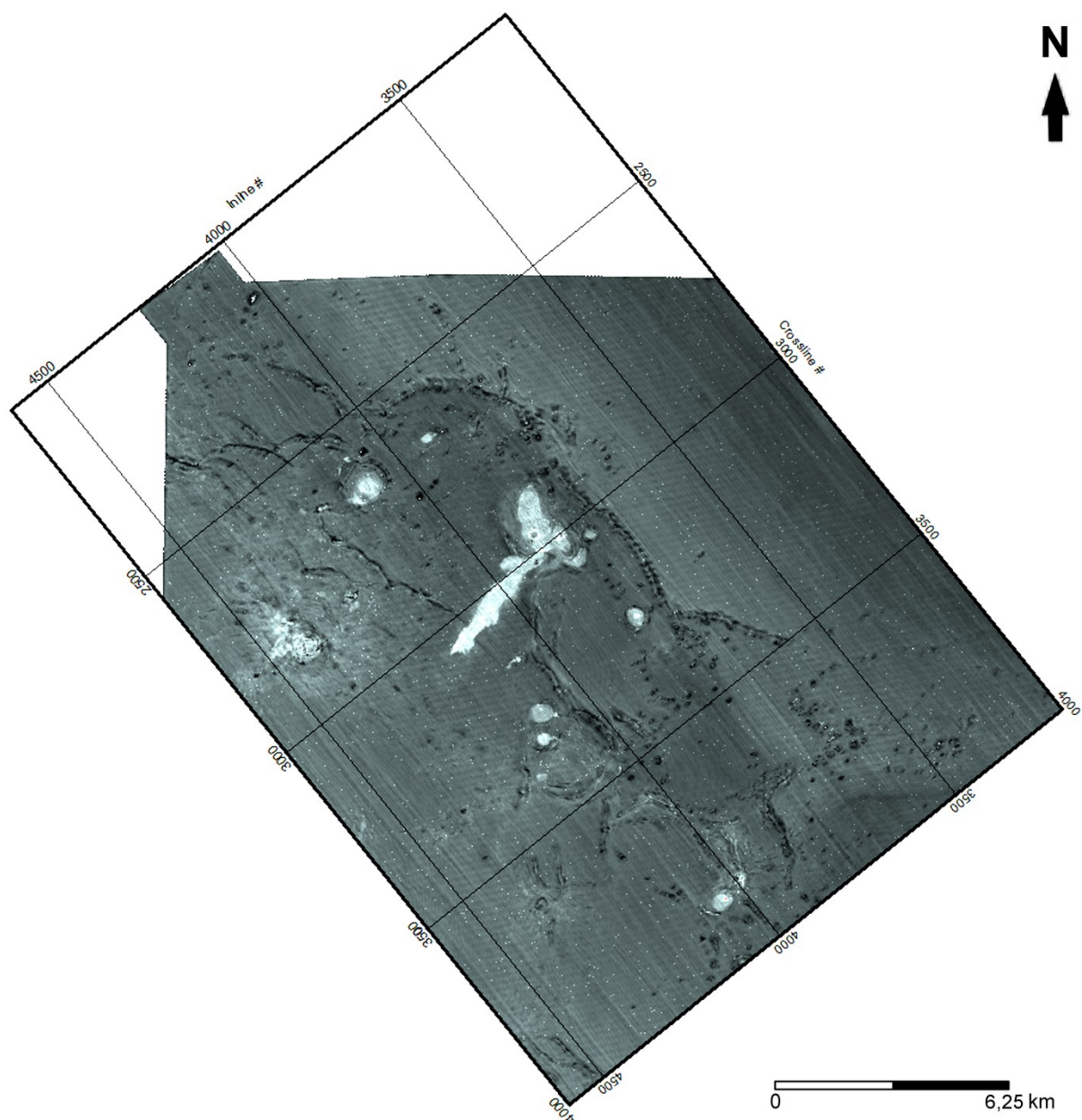


Anhang 10: RMS Amplitude-Attributkarte bei 1.600 bis 2.000 Millisekunden TWT aus Untersuchungsgebiet B (Mud Volcanoes und Pockmarks); Niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell

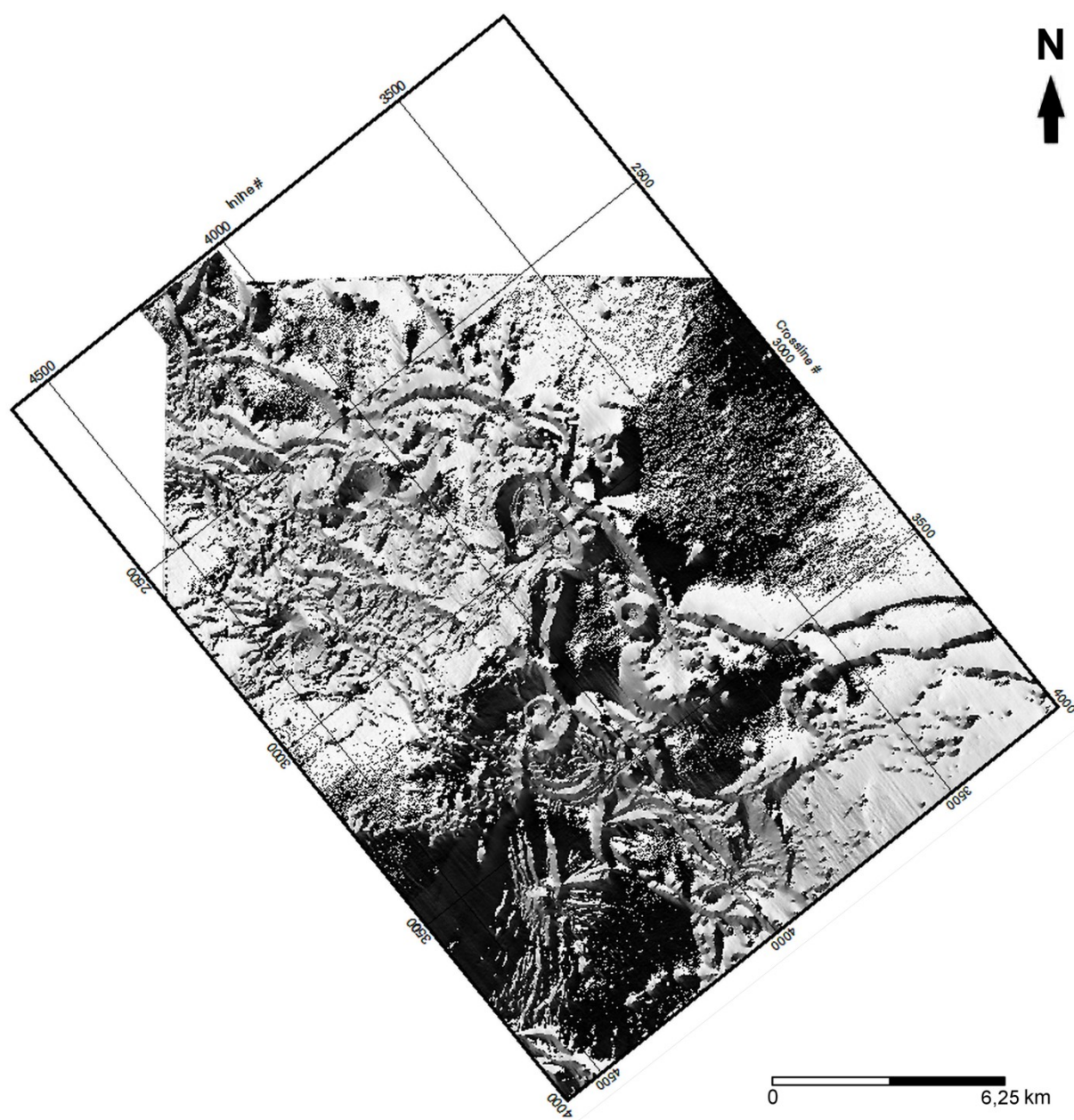


Anhang

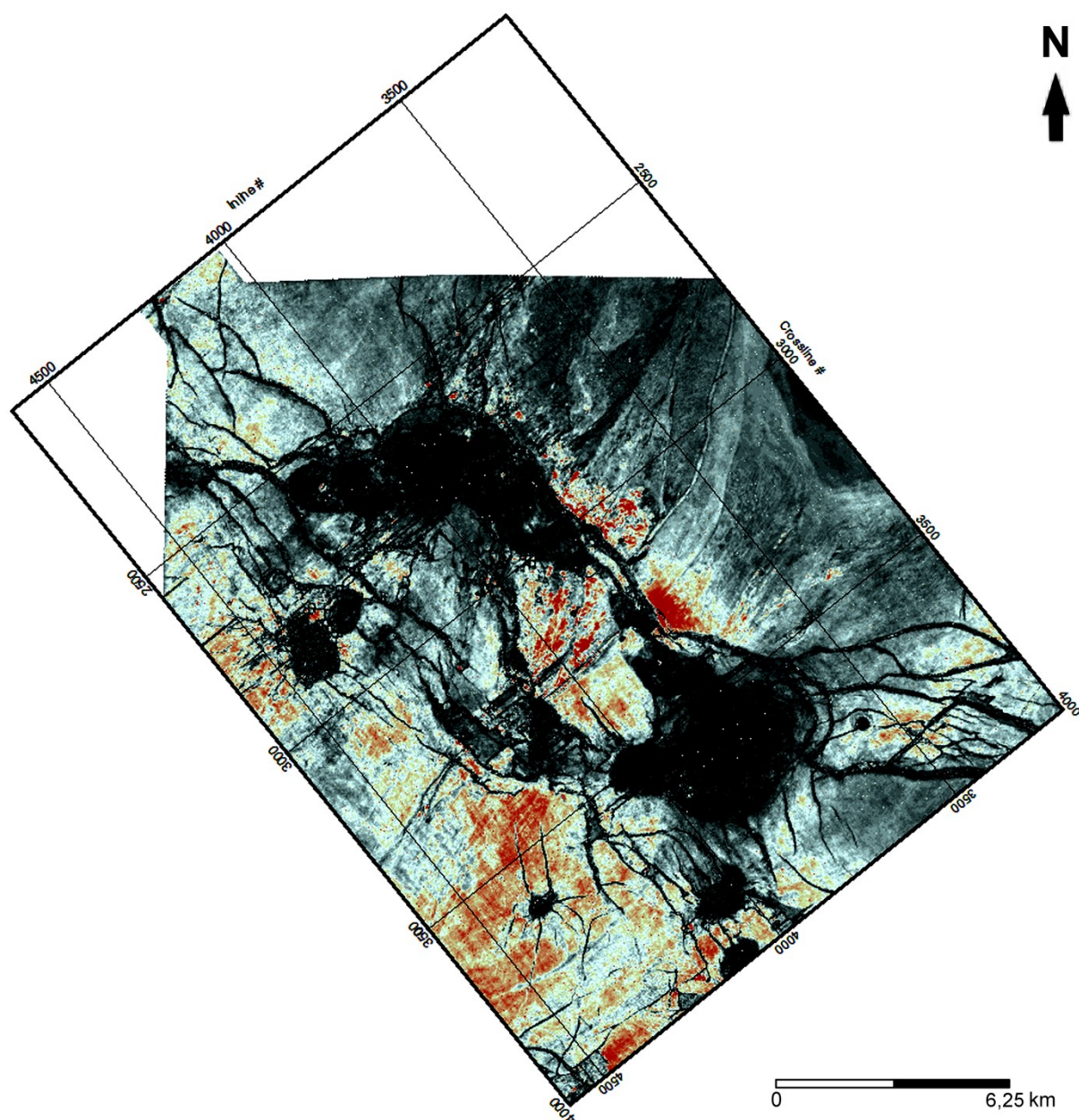
Anhang 11: RMS Amplitude-Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem); Niedrige Amplituden sind dunkel, hohe Amplituden sind hell



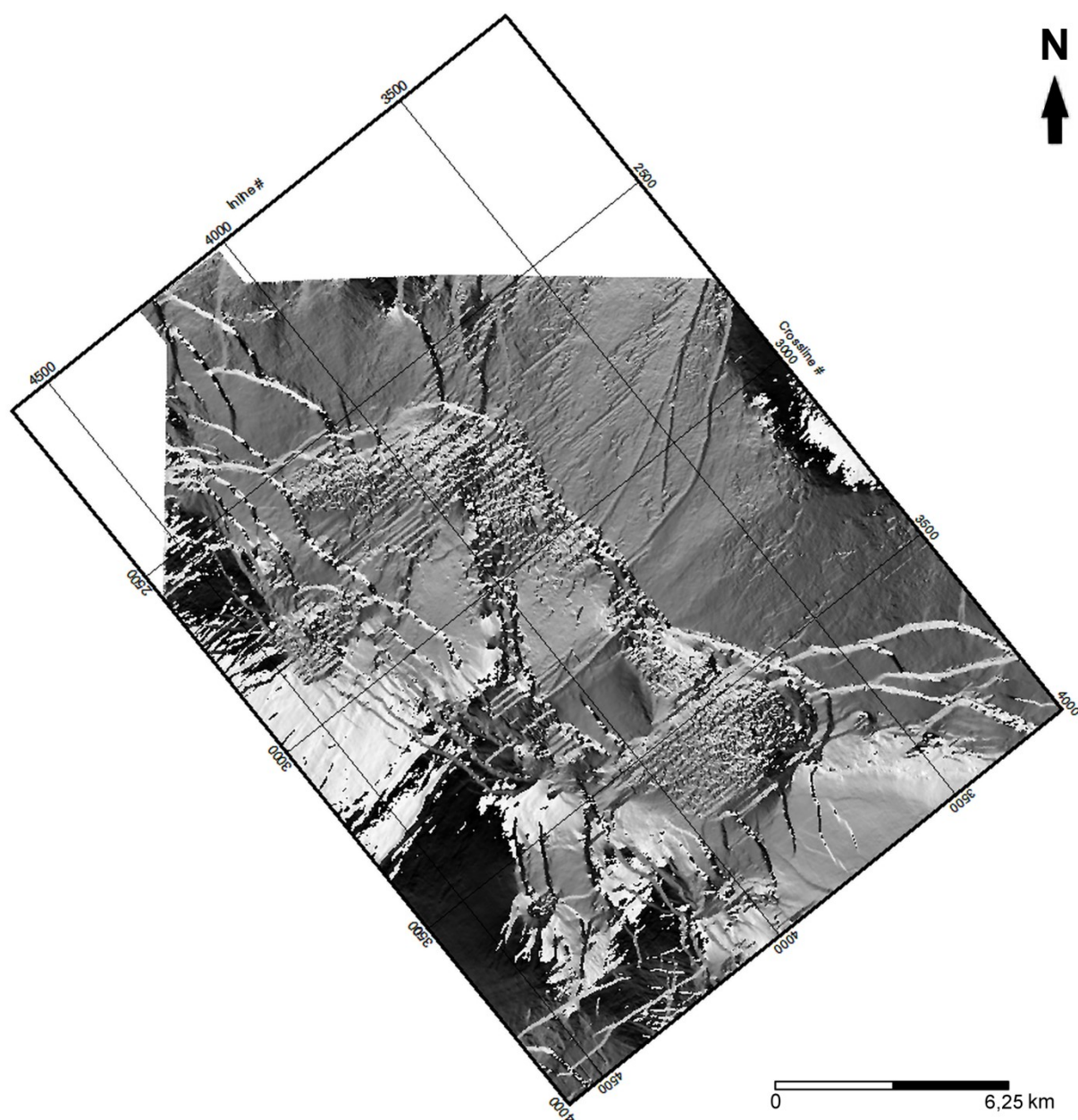
Anhang 12: Dip Azimuth-Attributkarte des Meeresbodens aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem; die Skala reicht von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß))



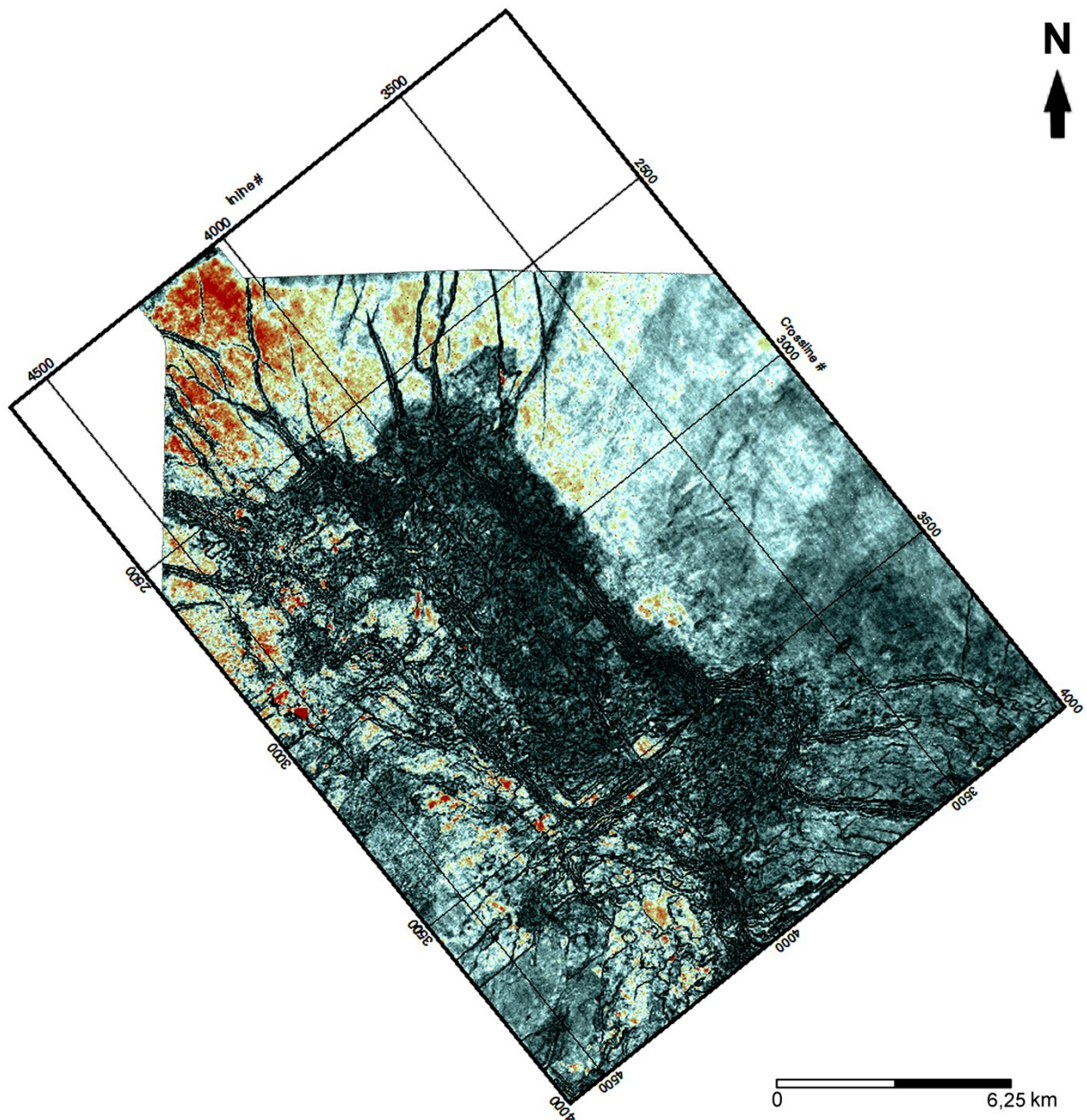
Anhang 13: RMS Amplitude-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Calabrium aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem); Niedrige Amplituden sind schwarz, hohe Amplituden sind rot



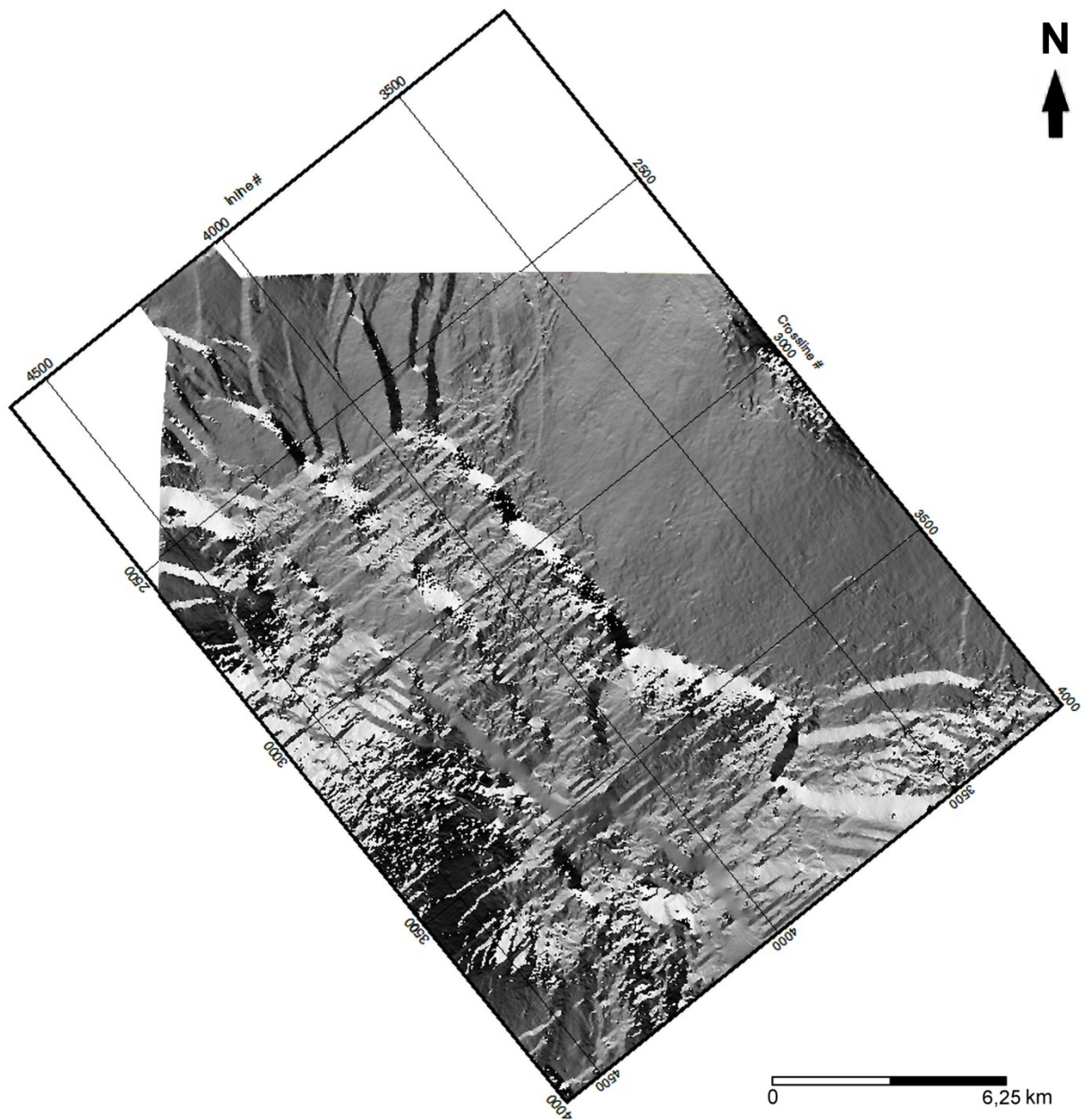
Anhang 14: Dip Azimuth-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Calabrium aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem; die Skala reicht von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß))



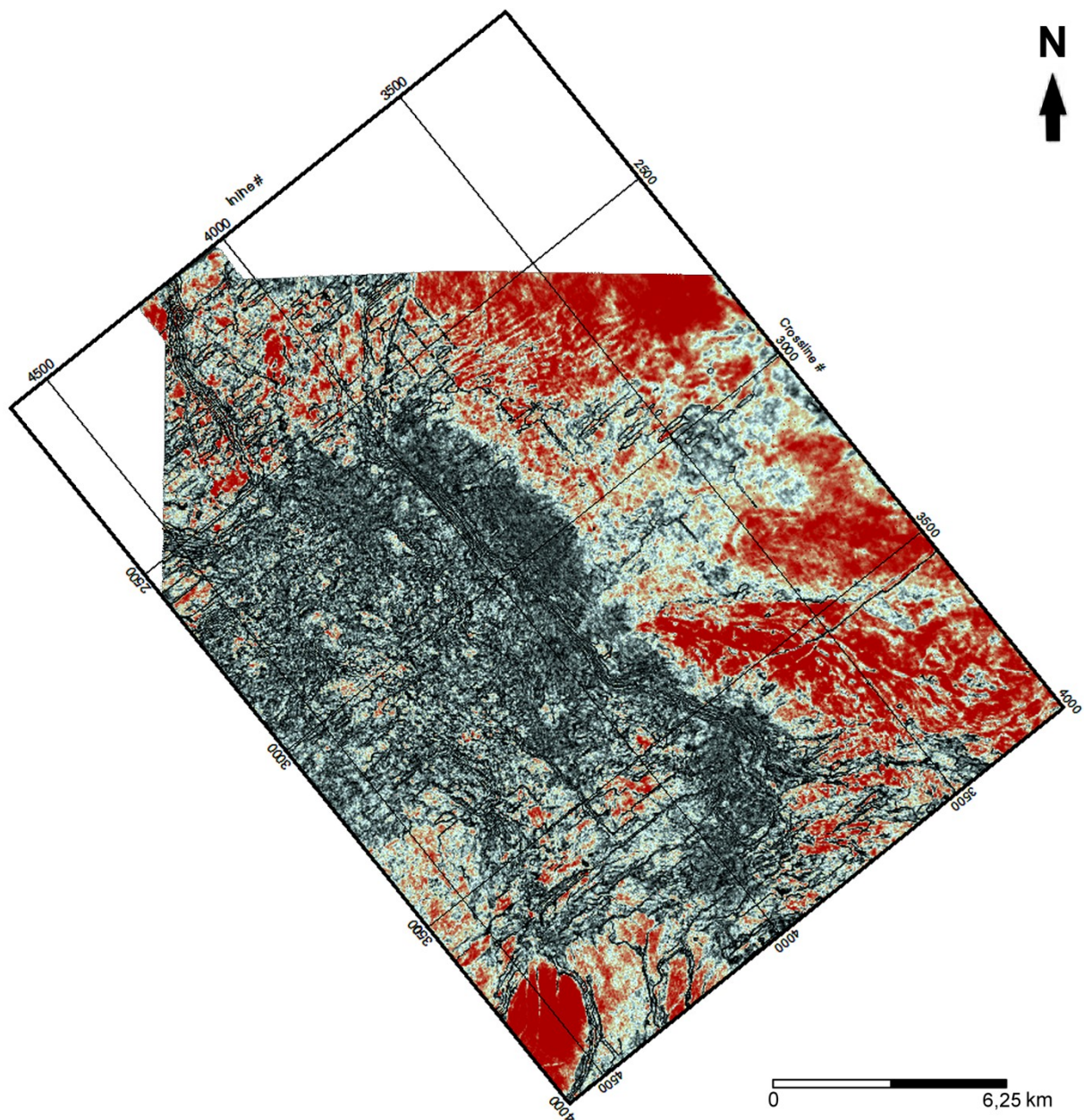
Anhang 15: RMS Amplitude-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Messinium aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem); Niedrige Amplituden sind schwarz, hohe Amplituden sind rot



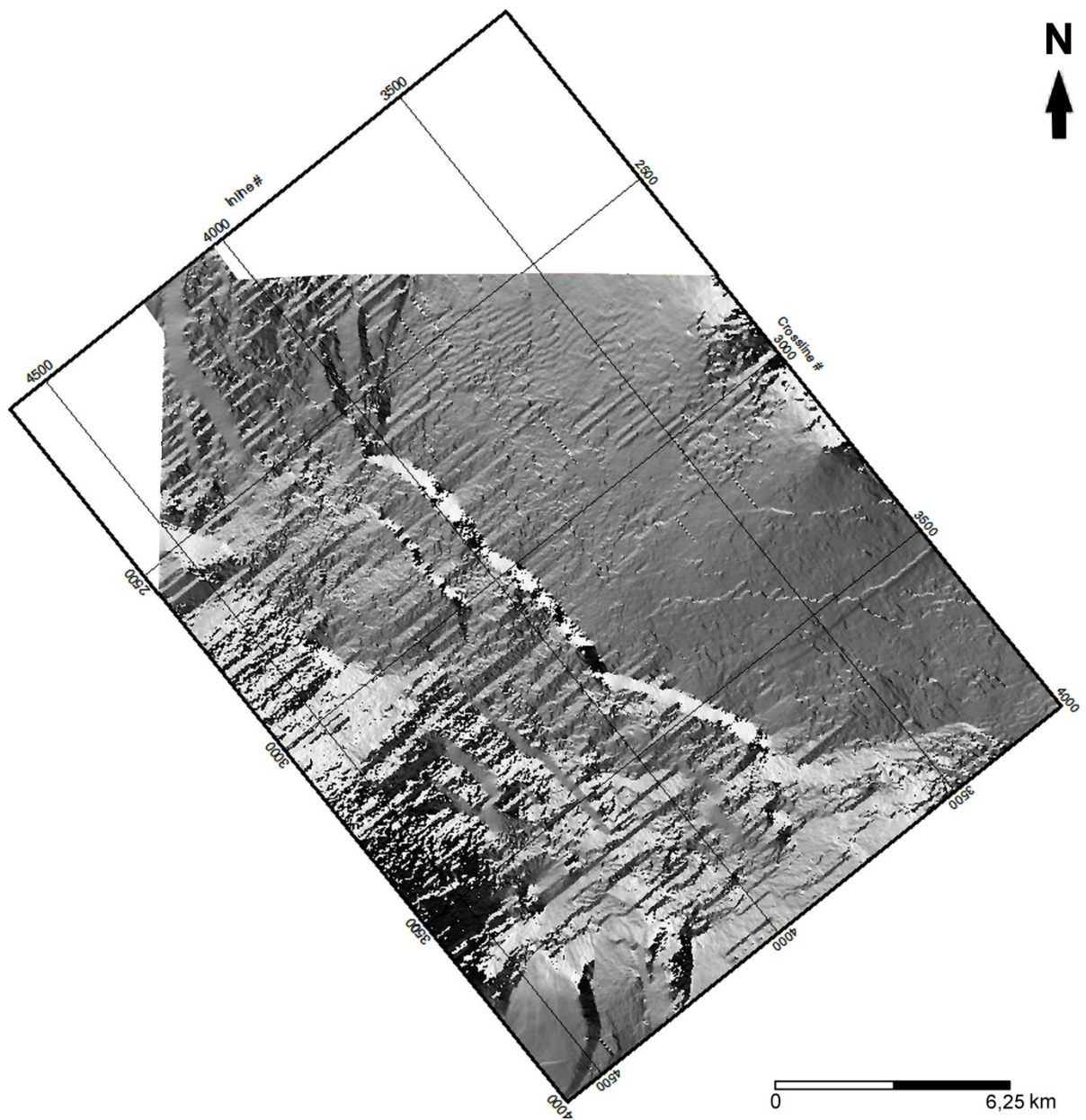
Anhang 16: Dip Azimuth-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Messinium aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem; die Skala reicht von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß))



Anhang 17: RMS Amplitude-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Serravallium aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem); Niedrige Amplituden sind schwarz, hohe Amplituden sind rot



Anhang 18: Dip Azimuth-Attributkarte der Sequenzgrenze Top Serravallium aus Untersuchungsgebiet C (Störungssystem; die Skala reicht von -180 Grad (schwarz) bis 180 Grad (weiß))



Anhang 19: Crossline 5.500 durch das gesamte Untersuchungsgebiet B mit Darstellung der strukturellen Gefügezonen nach Corredor et al., (2005) und der Störungen synsedimentären Ursprungs; rot = rezenter Meeresboden; gelb = Sequenzgrenze Top Calabrium; Skala in Millisekunden TWT

