

**Strukturelle und sedimentologische Prozesse der Entwicklung
eines Foreland-Basins.
Das Zinda-Pir-Antiklinorium und die Sulaiman Range, Pakistan**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von

Michael Kollmann

aus

Goslar

Göttingen 1999

D 7

Referent: Prof. Dr. D. Helmcke

Korreferent: Prof. Dr. W. Riegel

Tag der mündlichen Prüfung: 26.01.2000

Zusammenfassung

Am Westrand der Indo-Pakistanischen-Platte führt die schräge Kollision mit der eurasischen Landmasse (Afghan-Block) zur Bildung von jungen Faltengebirgen (Western-Fold-Belt) mesozoischer und känozoischer Sedimente. Zwischen dem Western-Fold-Belt von Pakistan und dem Kraton der Indischen Platte liegt die Indus-Vortiefe, die als neogene "Ölküche" betrachtet wird.

Das Zinda-Pir-Antiklinorium ist die erste Struktur in der Indus-Vortiefe östlich der Sulaiman Ranges / Western-Fold-Belt in Pakistan. Sie ist mit Hilfe von Satellitenbilddaten und Geländebeobachtungen untersucht worden.

Über die Sulaiman Ranges und Marri Bugti Hills sind in den letzten Jahren unterschiedliche Vorstellungen entwickelt worden. JADOON et al. (1992) und JADOON & KURSHID (1996) bevorzugen das Modell einer weitläufigen "thin-skinned" Tektonik, mit "passiven-roofs" von annähernd 200 km in Unterschiebungsrichtung. Dagegen wird von BANNERT et al. (1992) und BANNERT & RAZA (1992) einer "thick-skinned" Tektonik der Vorzug gegeben. Involviert sind karbonatische Plattform-Sedimente von Trias (?) bis ins Mittlere und Obere Eozän. Mit dem Voranschreiten der Orogenese ist ein Wechsel von mariner zu terrestrischer Sedimentation verknüpft. Dabei werden u.a. klastische Sedimente der Siwalik-Gruppe in dem Molassetrog der Indus-Vortiefe abgelagert. Durch die Erosion in semi-aridem Klima ist diese Abfolge außergewöhnlich gut aufgeschlossen und erhalten.

Unter Berücksichtigung der Untersuchungen zur tektonischen und sedimentologischen Geschichte des Arbeitsgebietes wurden besonders die Fragen nach dem Mechanismus und der Geschwindigkeit der Hebung des Antiklinoriums betrachtet. Aus den Bildauswertungen ergibt sich, daß die Hebung erst nach der Ablagerung der jüngsten Siwaliks (Molasse) vor ca. 700.000 bis 800.000 a (JOHNSON et al. 1992) stattgefunden haben kann. Die Aufstiegsraten des Antiklinoriums konnten nach der Gleichung $\text{uplift of rocks} = \text{uplift of surface} + \text{exhumation}$ (ENGLAND & MOLNAR 1990) mit 10,5 bis 12,0 mm/a für den uplift of rocks berechnet werden.

Der Mechanismus der Hebung kann mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht eindeutig geklärt werden. Es gibt Strukturen im tektonischen Inventar, die für thick-skinned Deformation (COWARD 1994a, b) sprechen. Auswertung seismischer Befunde und von Geländebeobachtungen lassen Aussagen zu, daß es sich bei dem Zinda-Pir-Antiklinorium um eine "passive-roof"-Duplex-Struktur handeln kann. Eine juvenile flower-structure, die über der von BANNERT et al. (1992) angenommenen Sulaiman Basement Fault im Aufsteigen begriffen ist, kann als Deformationsmechanismus aber nicht ausgeschlossen werden. Hier können nur seismische Profile mit guter Auflösung eindeutige Aussagen liefern.

Abstract

At the western margin of the Indo-Pakistani Plate the oblique collision with the Eurasian Plate (Afghan Block) led to the formation of a foldbelt of Mesozoic and Cenozoic sediments. Between the Western Fold Belt of Pakistan and the cratonic rocks of the Indian Platform lies the Neogene Indus Foredeep, regarded as the source of hydrocarbon generation.

Emerging from the Indus Foredeep at its western margin the Zinda Pir Anticlinorium is the first structure of the Indus Basin east from the Sulaiman Range / Western Fold Belt, Pakistan.

Recently several models were developed concerning the tectonic evolution of the Sulaiman Ranges and Marri Bugti Hills. JADOON et al. (1992) and JADOON & KURSHID (1996) favour a model based on thin-skinned tectonics with passive roof thrusting of nearly 200 km. In contrast BANNERT et al. (1992) and BANNERT & RAZA (1992) interpret the structure as evolved from thick-skinned tectonics where Triassic to Upper Eocene platform carbonates are involved. With the ongoing orogeny a change from marine to terrestrial sedimentation took place. Then the most prominent clastics -the coarse grained fluvial sediments of the Siwalik-Group- were filling the Molasse basin of the Indus River with a thickness of ~3500 m. Due to erosion at semi-arid climate the sequence is exposed and preserved very well.

Using satellite imagery, aerial photographs and field work investigations of the tectonic and sedimentary history were carried out. During the investigation main emphasis was laid to solve the question of the velocity and the mechanism of the uplift of the Zinda Pir Anticlinorium. From image interpretation we know that the uplift of the youngest Siwalik sediments occurred 700 000 to 800 000 y.b.p. (JOHNSON et al. 1992). The rate of uplift was determined by the equation $uplift\ of\ rocks = uplift\ of\ surface + exhumation$ (ENGLAND & MOLNAR 1990). The uplift of rocks was calculated with 10,5 to 12,0 mm/a.

With the available methods the mechanisms of uplift could not be solved definitely. Structures of thick-skinned and thin-skinned deformation (COWARD 1994 a, b) could be observed during the field work. From the interpretation of seismic data and field data (cross balancing) we presume the Zinda Pir Anticlinorium to be a passive roof duplex structure. The mechanisms of a juvenile flower structure above the Sulaiman Basement Fault (BANNERT et al. 1992) can not be excluded. Without using high resolution seismic data it is not possible to give definite results.

INHALTSVERZEICHNIS

1	EINLEITUNG.....	3
1.1	EINFÜHRUNG.....	3
1.2	ZIELSETZUNG.....	3
1.3	GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK.....	5
1.3.1	Pakistan.....	5
1.3.2	Klima.....	6
1.3.3	Geographie des Arbeitsgebietes.....	7
1.4	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK.....	9
1.4.1	Die Dynamik der Indo-Pakistanischen Kontinentalplatte.....	9
1.4.2	Der westliche Kontinentalrand der Indo-Pakistanischen-Platte.....	10
1.4.3	Regionale Geologie des Western-Fold-Belt.....	11
1.4.4	Inversionstektonik.....	14
1.4.5	Deformationsmodelle.....	15
1.4.6	Stratigraphischer Überblick.....	16
1.4.7	Die Gesteinseinheiten des Arbeitsgebietes.....	17
1.4.8	Sedimentologie / Fazies.....	19
2	METHODIK.....	20
2.1	FERNERKUNDUNG.....	20
2.1.1	LANDSAT-TM-5 / LANDSAT-MSS.....	21
2.1.2	MOMS-02.....	22
2.1.3	SPOT.....	23
2.1.4	Luftbildmaterial.....	24
2.2	GEOMORPHOLOGIE.....	24
2.3	GELÄNDEAUFNAHMEN.....	25
2.3.1	Topographische Karten.....	25
2.3.2	Geologische Karten.....	26
2.4	AUSWERTUNG DER STRUKTURGEOLOGISCHEN DATEN.....	26
2.5	WEITERFÜHRENDE UNTERSUCHUNGEN AN DEN SEDIMENTEN DES ARBEITSGEBIETES.....	26
2.5.1	Paläomagnetik.....	27
2.5.2	¹⁴ C-Datierung.....	28
2.5.3	Schwermineralanalyse.....	28
2.5.4	Vitrinitreflexion.....	29
2.5.5	Pollenanalyse.....	30
2.5.6	Inverse Stratigraphie.....	31
3	ERGEBNISSE.....	34
3.1	FERNERKUNDUNG.....	34
3.2	GEOMORPHOLOGIE.....	40
3.2.1	Drainagesystem.....	40
3.2.2	Relief Gebirge – Ebene.....	42
3.2.3	Alluvial-Schutfächer und Pediment-System.....	43
3.2.4	Verwitterung.....	44
3.3	STRATIGRAPHIE.....	45
3.3.1	Pab Sandstone.....	47
3.3.2	Ranikot Formation.....	47
3.3.3	Dunghan Limestone.....	47
3.3.4	Ghazij Shale.....	48
3.3.5	Green und Nodular Shale.....	48
3.3.6	Rubbly Limestone.....	48
3.3.7	Shales with Alabaster.....	48
3.3.8	Platy Limestone und Assilina Bed (Habib Rahi Limestone Member).....	49
3.3.9	Lower Chocolate Clay (Domanda Shale Member).....	49
3.3.10	White Marl Member (Pir Koh Limestone Member).....	50
3.3.11	Upper Chocolate Clay (Drazinda Shale Member).....	50
3.3.12	Nari Formation (Chitarwata Formation).....	50

3.3.13	Lower Siwaliks (Vihowa Formation)	51
3.3.14	Middle Siwaliks (Litra Formation).....	52
3.3.15	Transitionzone.....	55
3.3.16	Upper Siwaliks (Chaudwan Formation)	56
3.3.17	Geröllserien (Terrassen und rezente fluviatile Sedimente).....	59
3.3.17.1	Älteste Geröllserie (älteste Terrassen)	59
3.3.17.2	Ältere Geröllserien (T1 Terrassen)	59
3.3.17.3	Jüngere Geröllserien (T2 Terrassen).....	60
3.3.18	Rezente Sedimente und Flußläufe	60
3.4	WEITERFÜHRENDE UNTERSUCHUNGEN	63
3.4.1	Paläontologie.....	63
3.4.2	Paläomagnetik	63
3.4.3	Vitrinitreflexion.....	65
3.4.4	Sedimentationsgeschichte der Siwalik-Gruppe	65
3.4.5	Inverse Stratigraphie	67
3.5	PALÄOGEOGRAPHIE UND FAZIES.....	69
3.6	TEKTONIK.....	72
3.6.1	Plastische Deformation.....	73
3.6.1.1	Kennwerte des Zinda-Pir-Antiklinoriums bzw. Barhi-Synklinoriums	73
3.6.1.2	Beschreibung der Falten höherer Ordnung.....	74
3.6.1.3	Lineation und Foliation	75
3.6.1.4	Kinematik der Deformation.....	77
3.6.2	Bruchhafte Deformation.....	78
3.6.2.1	Störungen.....	81
3.6.2.2	Klüfte und Brüche	81
3.6.3	Geologische Profile.....	82
3.6.4	Hebungsraten.....	84
3.7	AKTIVE TEKTONIK.....	86
3.8	SEISMIZITÄT	86
3.8.1	Seismische Aktivität des Western-Fold-Belt.....	87
3.9	ANGEWANDTE GEOLOGIE.....	90
3.9.1	Mineralische Lagerstätten	90
3.9.2	Nicht-Mineralische Lagerstätten	90
3.9.3	Bodenversalzung	91
4	INTERPRETATION.....	92
4.1	ABSCHÄTZUNGEN ZUR HEBUNGSGESCHICHTE.....	94
4.2	INTERPRETATIONSMÖGLICHKEITEN ZUM DEFORMATIONSMEECHANISMUS	95
5	SCHLUBBETRACHTUNG	97
6	DANKSAGUNG	98
7	LITERATUR	99
8	VERWENDETES SATELLITENBILD-, LUFTBILD- UND KARTEN- MATERIAL.....	108
	LEBENS LAUF	110

Anhang

Anlage 1: Geologische Profie A bis F

Anlage 2: Fototafel 1 bis 12

1 Einleitung

1.1 Einführung

Die Geodynamik unter deren Aspekten diese Arbeit entstanden ist, befaßt sich mit den zeitlich veränderlichen Prozessen der Erde. Durch das System der Plattentektonik, die auf der Theorie der Kontinentaldrift von WEGENER (1915) beruht, hat dieser Forschungszweig der Geologie vermehrt an Bedeutung gewonnen. Mit den Forschungen zur exogenen und endogenen Dynamik verbindet die Geodynamik die auf der Erdoberfläche geologisch wirksamen Kräfte mit den im Erdinneren herrschenden Kräften zu einem Forschungszweig. Hierbei kommen die Beobachtungen aus vielen geowissenschaftlichen Disziplinen wie z.B. Geophysik, Geologie, Paläontologie zum tragen.

Die vorliegende Arbeit stellt eine Kombination aus Geländeaufnahme und fernerkundlicher Beobachtung mit einer tektonisch ausgerichteten Profilbilanzierung dar. Hierbei wird besonders Rücksicht auf die Beobachtungen genommen, weil sie die einzigen Daten darstellen, die direkt zur Verfügung stehen. Anders als in vielen Studien und Arbeiten, die teilweise Modelle und Effekte ohne direkten Bezug zur Erde untersuchen, soll die "wahre Erde" hier nicht vernachlässigt werden.

Anlaß für diese Untersuchungen waren Arbeiten die von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Hannover) im Rahmen der Technischen Zusammenarbeit mit dem Hydrocarbon Development Institute of Pakistan (HDIP, Islamabad) im gesamten Western-Fold-Belt von Pakistan durchgeführt wurden (PORTH & RAZA 1990 a, b, BANNERT et al. 1992). Hierbei standen insbesondere Fragen zur Suche von Erdölmuttergesteinen im Western-Fold-Belt im Vordergrund.

Das Projekt "Kompressive Deformation und syntektonische Sedimentation am Beispiel der externen Zone des Western-Fold-Belt von Pakistan" (HE 874/11-1,2) ist von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert worden. Das Forschungsvorhaben wurde von Prof. Dr. D. Helmcke (Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, IGDL) auf Anregung der Herren Prof. Dr. D. Bannert und Dr. H. Jurgan (beide BGR, Hannover) beantragt und in Kooperation mit dem HDIP durchgeführt.

Die ersten Geländearbeiten wurden im Frühjahr 1995 gestartet. In den Jahren 1996 und 1997 wurden weitere Geländeuntersuchungen durchgeführt.

1.2 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist ein verbessertes Verständnis der tektonischen Entwicklung des "foreland-basins" der Sulaiman Range im Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums. Insbesondere die jüngste Hebungsgeschichte im Zusammenhang mit der Sedimentation wie sie an einem aktiven Kontinentalrand bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision abläuft, soll untersucht werden.

Durch Fernerkundungsdaten (LANDSAT-MSS, LANDSAT-TM-5, Luftbilder) kann belegt werden, daß die jüngsten Einheiten der Siwalik-Gruppe und deren stratigraphische (hängende) Auflage in die Deformation und Hebung des Zinda-Pir-Antiklinoriums einbezogen sind.

Dies impliziert hohe Hebungsbeiträge für das Gebiet, die in dem Zeitraum vom oberen Neogen bis in das Quartär hinein stattgefunden haben. Durch intensive Geländearbeiten und durch die Auswertung verschiedener Fernerkundungsdaten soll der tektonische Mechanismus dieser Faltungszone sowie der Beginn der Deformation untersucht werden. Dazu soll versucht werden, den Zeitpunkt und den Betrag der Hebung zu bestimmen. Grundsätzlich kann eine detaillierte und großräumige Korrelation zwischen der Sedimentation der Siwalik-Gruppe und der Deformation während des Paläogens und des Quartärs in den externen Faltenstrukturen des Western-Fold-Belt in Pakistan angegeben werden. Da das Arbeitsgebiet in dieser Detailgenauigkeit vorher noch nicht untersucht wurde, ist die Arbeit als Grundlage für weitergehende Untersuchungen zu verstehen.

Das Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums westlich der Sulaiman Range ist schon seit langer Zeit Ziel von geologischen Erforschungen gewesen (u.a. BANKS & WARBURTON 1986, WAHEED & WELLS 1990, HUMAYON et al. 1991, BANNERT et al. 1992, JADOON et al. 1992a, b, c, JADOON et al. 1994a, b). Insbesondere die Suche nach Erdöl und Erdgas führte dazu, daß seismische Untersuchungen und geologische Kartierungen (WAHEDDUDDIN 1986 a, b) durchgeführt und Bohrungen an mehreren Stellen (u.a. Rhodo-2, Afi-Band-1, Zinda-Pir-1, Sakhi-Sarwar-1) abgeteuft wurden. Es konnte jedoch kein Erdöl im Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums gefunden werden, obgleich es die erste Struktur westlich der "Ölküche" in der Indus-Vortiefe ist und somit eine ideale tektonische Erdölfalle bilden sollten. Nur in der Dhodak-Antiklinale konnte ein Kondensatfeld gefunden werden und in Produktion gehen.

Dies führt vor allem zu der Frage welche Art von Mechanismus zur Entstehung des Antiklinoriums beigetragen hat. In der Literatur sind verschiedene Theorien entwickelt worden. BANKS & WARBURTON (1986), JADOON et al. (1992a, b, c) und JADOON & KURSHID (1996) bevorzugen das Modell einer weitläufigen "thin-skinned" Tektonik, mit passiven "roofs" von annähernd 200 km Ausdehnung in Unterschiebungsrichtung. Dagegen wird von BANNERT et al. (1992) und BANNERT & RAZA (1992) einer "thick-skinned" Tektonik der Vorzug gegeben (Basement involvierte Strukturen, "flower structure"). COWARD (1994 b) gibt an Beispielen der Gebirgsfronten der Sulaiman und Kohat Ranges dagegen zu bedenken, daß ohne hochauflösende seismische Linien und detaillierten Bohrlochdaten keine Entscheidung getroffen werden kann, ob das Basement in die Deformation einbezogen ist oder nicht. Diese und weitere Theorien zur Deformation werden an Beispielen analog gebauter Orogene diskutiert.

Gegenüber der ursprünglichen Konzeption zur Durchführung des Projektes ergaben sich gravierende Abweichungen, die zum größten Teil auf unzureichende finanzielle Mittel, bürokratische Hindernisse und auch unterschätzte Schwierigkeiten bei der geologischen Bearbeitung (insbesondere bei der stratigraphischen Einstufung der jüngeren kontinentalen Sedimentserien) zurückzuführen sind. Daten zu den abgeteuften Bohrungen, seismische Informationen oder andere Daten über die räumliche Verteilung der Gesteine im Untergrund wurden von pakistanischer Seite nicht zur Verfügung gestellt.

Die vorliegende Arbeit legt den Forschungsstand des Projektes HE 874 / 11-1,2 des IGDL in Zusammenarbeit mit dem HDIP in Islamabad dar. Die Interpretationen basieren zum Teil auch auf parallel angesetzte Untersuchungen mehrerer Diplomkartierungen und Diplomarbeiten (KOLLMANN 1995, APEL 1997, MÖHLMANN 1997, RAMIN 1997, WOHLBEREDT 1997, LANG 1998, KAISER 1999 und GIESE 1999), die hier zusammenfassend diskutiert werden, um den Stand der aktuellen Forschung darzustellen.

Die Arbeit gliedert sich im wesentlichen in drei Teile. Zunächst die fernerkundliche Beobachtung: es werden detaillierte geologische Auswertungen aus den LANDSAT-TM-5 Satellitenbildern und den anderen Fernerkundungsdaten (SPOT, MOMS, Luftbilder) mit den vorhandenen Daten aus der Literatur verglichen, verifiziert und verbessert. Daran schließen sich die Geländeuntersuchungen an. Hier können die im Satellitenbild beobachteten Daten mit denen im Gelände korreliert und verbessert werden. Als Abschluß werden die Ergebnisse der tektonischen Interpretation (Profilbilanzierung) zusammen mit den Geländebeobachtungen in einer Diskussion gemeinsam interpretiert.

1.3 Geographischer Überblick

1.3.1 Pakistan

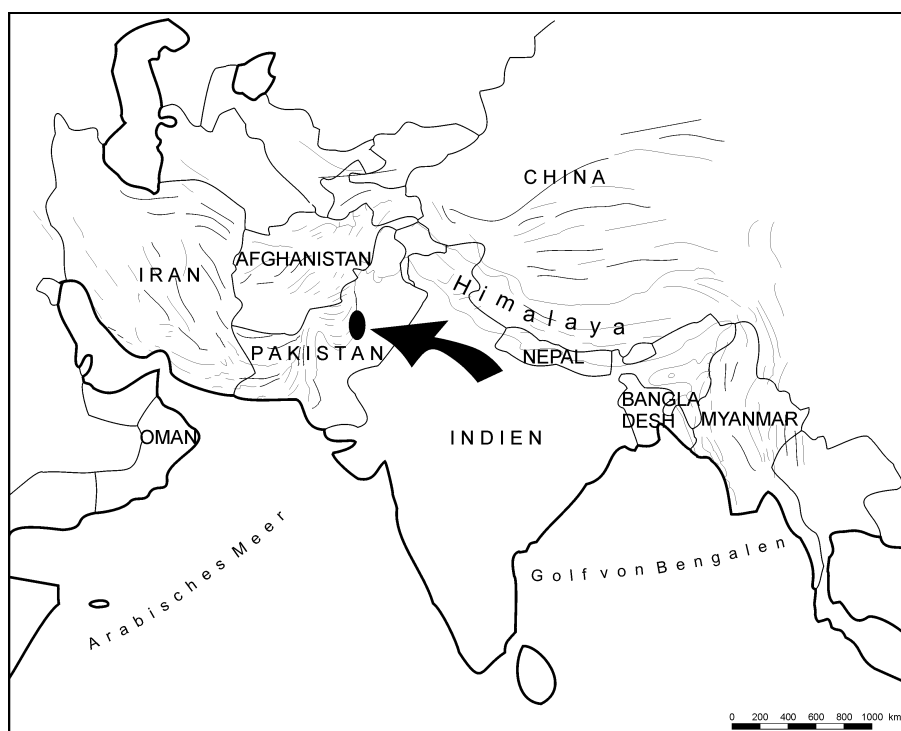


Abbildung 1: Geographische Lage des Arbeitsgebietes in Pakistans und der umgebenden Länder.

Das Staatsgebiet der Islamischen Republik Pakistan (Abb. 1) erstreckt sich zwischen $23^{\circ}30'$ und $36^{\circ}45'$ nördlicher Breite sowie zwischen $60^{\circ}55'$ und $75^{\circ}30'$ östlicher Länge über eine Gesamtfläche von $803\,943\text{ km}^2$. Es ist gut dreimal so groß wie die Fläche der Bundesrepublik Deutschland. Dabei sind die Gebiete Jammu und Kaschmir nicht enthalten, da deren politischer Status noch unbestimmt ist. Flächenmäßig ist Pakistan das siebtgrößte Land Asiens. Es bildet den westlichen Teil Südasiens (Subkontinent Indien) und einen Teil des Mittleren Ostens (von Afghanistan bis Bangladesch / Assam). Umgeben ist das Land von Iran und Afghanistan im Westen, von der Volksrepublik China im Norden, von Indien im Osten und dem Arabischen Meer im Süden. Pakistan ist gekennzeichnet durch den markanten Gegensatz zwischen Indus-Ebene und Hochgebirge.

Lebensraum bietet die Stromaufschüttungsebene des Indus mit dem Stromfächer seiner großen Nebenflüsse (Punjab = Fünfstromland). Die Flüsse sind Fremdlinge im semiariden (ursprünglichen) Steppenland. Das Indusdelta schiebt sich mit einem breiten Mangrovenland immer weiter ins Meer hinaus. Die Grenzgebiete im südlichen Landesteil werden durch Wü-

stengebiete (Sand, Fels- und Salztönwüsten) abgeschirmt. Am Westrand des Industales steigen die Gebirgszüge steil und hoch auf. Den Norden nehmen Hochgebirge (Hindukusch, Karakorum, Himalaya) ein.

Der Indus bildet sich im westlichen Tibet durch den Zusammenfluß von Gletscherbächen aus dem Himalaya. Er entspringt im Transhimalaya (Westtibet) und fließt von Tibet in nordwestlicher Richtung durch die Bundesstaaten Jammu und Kaschmir, wobei sein Bett zwischen dem westlichen Ausläufer des Himalaya und dem nördlichen Ausläufer des Hindukusch verläuft. Anschließend fließt er in südlicher Richtung durch Pakistan zum Arabischen Meer. Seine Gesamtlänge beträgt 3 200 Kilometer. Die größten Zuflüsse des Indus sind Sutlej, Ravi und Chenab. Der Indus erreicht nach 1 300 km das Gebiet des Bundesstaates Punjab und ist 77 km weiter flußabwärts nach dem Zusammenfluß mit dem Kabul aus Afghanistan schiffbar. In der nordwestlichen Grenzprovinz fließt der Fluß auf pakistanisches Gebiet. Sein fast 8.000 km² großes Delta ist größtenteils unfruchtbar und erstreckt sich am Arabischen Meer in einer Breite von etwa 200 km. Der Indus und seine Nebenflüsse transportieren etwa $400 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ Sediment (MILLIMAN & MEADE 1983).

Der Indus hat eine gewisse Bedeutung als Verkehrsader und bewässert mehrere Millionen Hektar Land. Die historische Bedeutung des Industales liegt darin, daß das Gebiet die Wiege der alten Induskultur ist, die zusammen mit der mesopotamischen und der ägyptischen Kultur zu den frühesten Weltkulturen gehört.

Die Küste Pakistans ist etwa 1 400 km lang und kaum gegliedert. Karachi ist der einzige Naturhafen (LÄNDERBERICHT 1990).

1.3.2 Klima

Pakistan liegt im Bereich der tropischen Monsunzirkulation. Das Klima ist subtropisch-kontinental. Doch bestehen entsprechend den orographischen Verhältnissen ganz erhebliche Unterschiede. Trotz ihrer Meeresnähe sind der Westen und Süden extrem trocken bis wüstenhaft, sie liegen im Regenschatten des sommerlichen Südwest-Monsuns (Mai-September), der im Punjab die Hauptniederschläge (bis zu 1.000 mm) bringt. Die Niederschläge gehen als Starkregenfälle nieder. Die Winter sind durch trockenkalte Winde aus dem zentralasiatischen Hoch geprägt. Es bestehen nicht nur starke Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter, sondern in vielen Teilen des Landes auch zwischen Tag und Nacht.

Die für einen landwirtschaftlichen Anbau klimatisch zu trockene Indus-Ebene ist durch Bewässerungssysteme auf der Grundlage der großen Ströme aus dem Norden zu einem dicht besiedelten Kulturland ("Indus-Stromoase") geworden.

Für die kontinuierliche Wasserversorgung ergänzen sich Monsunniederschläge und Schneeschmelze. Die großen Flüsse transportieren eine starke Geschiebefracht, so daß ihre Flußbetten ständig aufschütten und das umgebende Land durch Dämme geschützt werden muß. Die Bewässerung birgt infolge der starken Verdunstung im semiariden Klima die Gefahr der Bodenversalzung.

Das Zinda-Pir-Antiklinorium befindet sich im Klimabereich der winterkalten Wüsten und Halbwüsten an der Grenze zum feuchteren Monsunklima. Die durchschnittliche jährliche

Regenmenge beträgt etwa 250 mm/a. Im Januar liegt die durchschnittliche Temperatur bei 12,2° C und im Juni bei 34,2° C (Daten der Klimastation Dera Ismail Khan: 31°49' N, 70°54' E, 172m ü.NN, PAKISTAN METEOROLOGICAL DEPARTMENT).

1.3.3 Geographie des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet befindet sich ca. 400 Kilometer südlich der pakistanischen Hauptstadt Islamabad. Der Indus zwischen den Städten Dera Ismail Khan im Norden und Dera Ghazi Khan im Süden bildet die östliche Grenze. Das Gebiet liegt im Grenzbereich des Bundesstaates Punjab im District D. G. Khan sowie der Stammesgebiete der Stämme "Bhuzdar" und "Khosa".

Der Faltengürtel des Zinda-Pir-Antiklinoriums erstreckt sich östlich der Sulaiman Range und westlich des Indus zwischen 29°45' und 31°30' nördlicher Breite und 70°00' und 70°30' östlicher Länge in Pakistan. Die Sattel-Mulden-Struktur des Zinda-Pir-Antiklinoriums läßt sich von Nord nach Süd in die Dhodak-Antiklinale, die Rhodo-Antiklinale, die Afi-Band-Antiklinale, die Zinda-Pir-Antiklinale und die Sakhi-Sarwar-Antiklinale unterteilen. Nordwestlich davon schließt sich ein Synklinorium an, das aus der Barthi-Synklinale im Nordwesten und der Baghal-Chur-Synklinale im Südwesten besteht. Das Synklinorium bildet die Grenze zur Sulaiman Range. Östlich des Antiklinoriums folgt die Indus Ebene (Abb. 2).

Das Arbeitsgebiet hat eine Länge von ca. 147 km und eine Breite von ca. 37 km. Die Fläche des Arbeitsgebietes umfaßt über 5400 km², die maximale Höhe beträgt ca. 930 m ü.NN. Zum Indus hin nimmt die Höhe bis auf ca. 130 m ü.NN ab. Auffällig ist die gegen Osten konvexe Form des Antiklinalzuges. Durch die hohe Erosionsleistung und durch die klimatischen Verhältnisse sind Bodenbildungen kaum entwickelt, so daß in weiten Teilen des Arbeitsgebietes das Gestein an der Erdoberfläche ansteht und nicht von Bodendecken bzw. Vegetationsdecken bedeckt ist.



Abbildung 2: Geographische Einheiten des Arbeitsgebietes im LANDSAT-TM-5 Bild.
(LANDSAT-TM-5 Bild, © BGR – EOSAT)

1.4 Geologischer Überblick

Die Gebirgsketten des westlichen Pakistans (Sulaiman Range, Marri-Bugti-Hills und Kirthar-Range) befinden sich heute in dem Bereich der Kollisionszone, in der die kontinentale Kruste der Indo-Pakistanischen-Platte mit Eurasien kollidiert ist. Die wichtigsten Phasen der Hebung und Erosion des Himalaya und der angrenzenden Gebirge ereigneten sich im Unteren Miozän (17-21 ma), im Oberen Miozän (7-11 ma) und im Quartär. Rezente Bewegungen äußern sich in der hohen Seismizität entlang der Überschiebungsbahnen des Himalaya sowie in den Bereichen der östlichen und westlichen Syntaxis des Himalaya (u.a. Western-Fold-Belt, Pakistan; Arakan-Yoma, Myanmar) und der angrenzenden Gebirge.

Die Gesteine der Gebirgsfront sind generell im Zuge der Orogenese in höhere Stockwerke gehoben worden. Diese Bewegungen geschehen entlang von Aufschiebungshorizonten, die als Decken- oder Duplex-Komplexe gedeutet werden und sich auch in Pakistan bis in das Vorland der Deformationsfront erstrecken. Der Abtragungsschutt (Molasse) des sich hebenden Himalayas im Norden und der Sulaiman Range im Westen wird als Siwalik-Gruppe zusammengefaßt und wurde auch im Vorlandbecken der Sulaiman Range abgelagert.

1.4.1 Die Dynamik der Indo-Pakistanischen Kontinentalplatte

POWELL et al. (1988) zeigen, daß Indien sich etwa zur Zeit der Unteren Kreide (132,5 ma) durch eine sinistrale Rotation von Gondwanaland löste (PATRIAT & ACHACHE 1984, BESSE & COURTILOT 1988, DEWEY et al. 1989). Ab der Oberen Kreide (96 ma) begann die eigentliche Plattenbewegung in Richtung Norden. Nach POWELL et al. (1988) driftete zwischen der Oberen Kreide und dem Eozän (49 ma) der Indo-Pakistanische Kontinent mit einer konstanten Rate von etwa 12 cm/a nach Norden und legte dabei eine Strecke von ca. 5600 km zurück. Nach PATRIAT & ACHACHE (1984) lag diese Rate zwischen der Oberen Kreide und dem Eozän (73 - 52 ma) zwischen 15 und 20 cm/a, so daß hiermit für den gleichen Zeitraum eine Strecke von ca. 3400 bis 8800 km berechnet werden kann.

Der genaue Zeitpunkt der Kollision der Indo-Pakistanischen-Platte mit dem Eurasischen Kontinent kann nach TRELOAR & COWARD (1991) durch magnetische Anomalien von Gesteinen des Indischen Ozeans bestimmt werden. Danach lag der Zeitpunkt der Kollision nach PATRIAT & ACHACHE (1984) an der Wende Eozän / Paläozän (ca. 54 ma) und nach DEWEY et al. (1989) im Eozän (ca. 45 ma). Die Plattenbewegung nahm zu dieser Zeit ab und die Indo-Pakistanische Platte bewegte sich nur noch mit 4 bis 5 cm/a Richtung Nord-nordwest. Die Indo-Pakistanische Platte rotierte gegen den Uhrzeigersinn im Bezug zum Asiatischen Kontinent (POWELL et al. 1985, Abb. 3). Dies führte dazu, daß im östlichen Bereich des Himalaya die Verkürzung der Indo-Pakistanischen-Platte durch die Deformation einige 100 km mehr beträgt als im westlichen Teil (DEWEY et al. 1989).

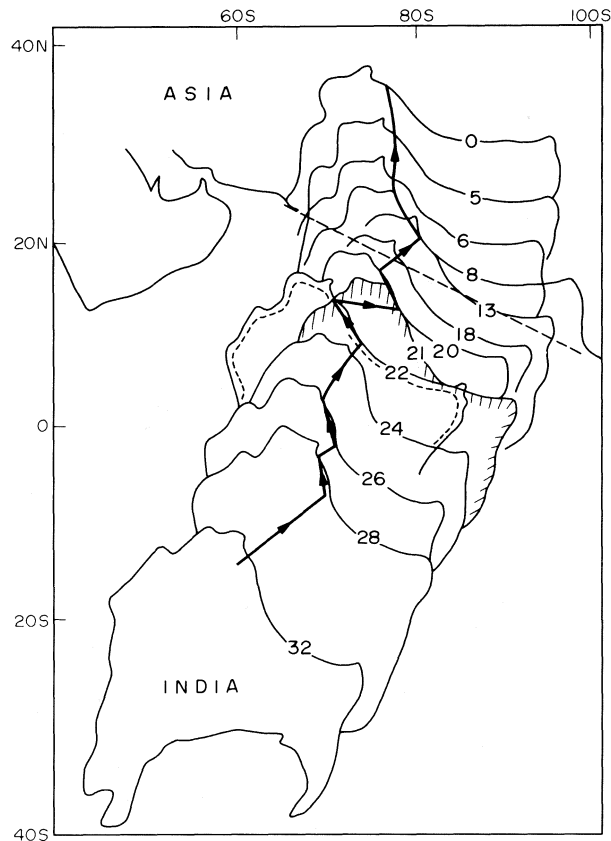


Abbildung 3: Die Nordwärtsdrift des Indo-Pakistanischen Kontinents (aus COWARD 1994 a, nach PATRIAT & ACHACHE 1984, TAPPONIER et al. 1986 und TRELOAR & COWARD 1991).

Entsprechende Versuche mit Modellen von MOLNAR & TAPPONIER (1975) zeigen, daß sich der Indo-Pakistanische Kontinent relativ zu Eurasien nach dem Beginn der Kontinent-Kontinent Kollision noch um etwa 2.000 km nach Norden bewegt hatte. Nach MOLNAR (1984) betrug die Konvergenzrate etwa 5 cm/a. Diese postkollisionale Konvergenz deformierte den asiatischen Kontinent noch in einer Entfernung von bis zu 3.000 km nordöstlich der Kollisionsgrenze. Dabei beziehen sich MOLNAR & TAPPONIER (1975) u.a. auf das Baikal-Riftsystem.

1.4.2 Der westliche Kontinentalrand der Indo-Pakistanischen-Platte

In Pakistan können drei Arten von Plattengrenzen beobachtet werden. Nach FARAH et al. (1984) sind dies eine konvergente Plattengrenze (Kontinent-Kontinent Kollision) im Gebiet des nördlichen Himalaya, eine konservierende Plattengrenze (Transform bzw. strike-slip Störung) im Bereich der Chaman-Störungszone sowie eine weitere konvergente Plattengrenze (Subduktion) im Bereich der Küste von Makran (HARMS et al. 1984).

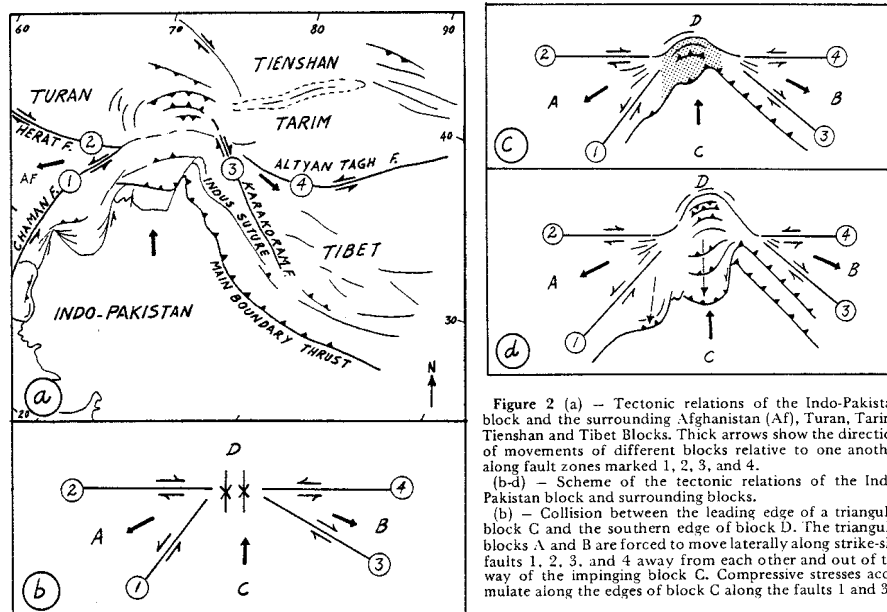


Abbildung 4: Tektonische Entwicklung des Indo-Pakistanischen Blockes zu den umgebenden Blöcken und die Auswirkung der Kontinent-Kontinent-Kollision auf den Western-Fold-Belt in Pakistan (SARWAR & DE JONG 1979)

Nach SARWAR & DE JONG (1979) hat die Kurvatur, die man im gesamten Western-Fold-Belt beobachten kann, seine Ursache in den strike-slip Störungen, die sich zwischen der nordwestlichen Kante des Indo-Pakistanischen Kontinents und den Eurasischen Blöcken von Afghanistan, Turan, Tarim-Tienshan und Tibet entwickeln (Abb. 4).

1.4.3 Regionale Geologie des Western-Fold-Belt

Nach BANNERT et al. (1992) kann der Western-Fold-Belt von Pakistan von West nach Ost in den Makran-Khojak-Pishin-Flysch-Komplex, die Störungszone von Chaman-, Ghaza-band- und Ornach-Nal, die Bela-Waziristan-Ophiolith-Zone sowie die Khuzdar-Kirthar- und die Marri-Bugti-Sulaiman-Strukturen gegliedert werden (Abb. 5).

Während der Kollision der Indo-Pakistanischen-Platte mit dem Südrand der Eurasiatischen Platte wurden Mikroplatten (Afghanistan- und Kabul-Block) eingeschlossen, die ursprünglich zu Gondwana gehörten. Östlich des Afghanistan-Blocks kommen weitverbreitet ozeanische Gesteine überlagert von triassischen bis alttertiären Sedimenten vor, die als Bela-Waziristan-Ophiolith-Zone bezeichnet werden.

Am Beispiel der Küstenregion von Makran wurde die Subduktion der Arabischen Platte unter den Afghanistan-Block von HARMS et al. (1984) und PLATT & LEGGETT (1986) beschrieben. Die strukturelle und stratigraphische Geschichte des Gebietes kann demnach in folgende drei Episoden unterteilt werden:

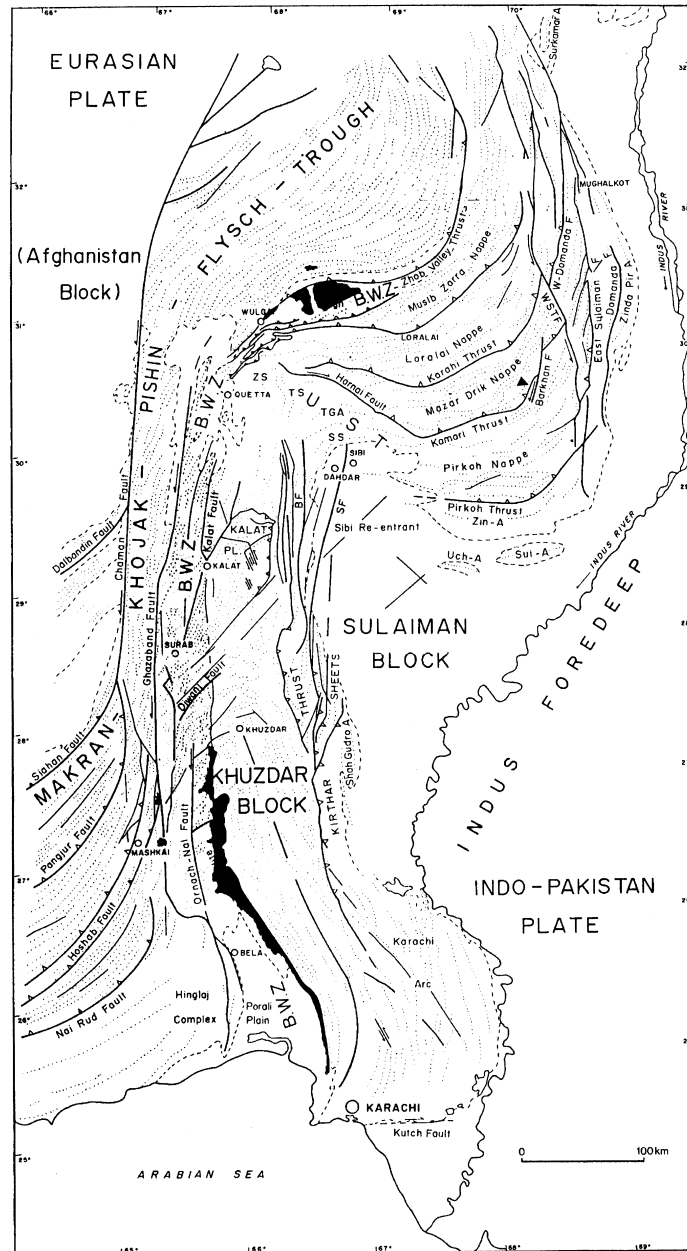


Abbildung 5: Tektonische Übersicht über den Western-Fold-Belt von Pakistan. (BANNERT et al., 1992).

Die älteste Phase in der obersten Kreide (Maastricht) war von Turbidit-Ablagerungen auf einem riesigen Tiefseefächer (untermeerisches Delta) geprägt (ARTHURTON et al. 1982). Dieser entstand durch die Konvergenz der indischen mit der eurasiatischen Platte, die damit verbundene Hebung des Gebietes im Norden und einsetzender Erosion. Der Sedimenttransport durch einen Proto-Indus war nach Süden gerichtet.

Eine weitere Phase setzte im späten Miozän bis mittleren Pleistozän ein. Sie war durch das seewärtige Vorrücken eines Sedimentkeiles gekennzeichnet, der von Schelfhang, Schelf und Küstenebene gebildet wurde. So entstanden lobenförmige Schelfhänge, die durch die Kollision gefaltet und angehoben wurden.

Während der Kollision der Arabischen Platte mit dem Afghanistan-Block wurden die tertiären Flyschsedimente in den Akkretionskeil eingearbeitet. Die gefalteten und schuppenartig übereinanderliegenden Decken der Flyschsedimente kamen im Hangenden der gehobenen Schelfhänge zu liegen und bildeten komplizierte Störungsmuster aus (BANNERT et al. 1992). Richtung Osten gehen diese Störungen in die von Norden nach Süden streichenden Strukturen der Chaman-Störungszone über. Nach Norden schließt an das Makrangebiet das Gebiet der Khojak-Flysch-Zone an. Sie verbindet den Makran-Flysch mit den Flyschdecken des Pishin-Beckens.

Nach Osten schließt an den Makran-Khojak-Pishin-Flysch-Komplex eine Zone von Norden nach Süden streichenden Störungen an. Die Chaman-Störung ist die westlichste von drei mehr oder weniger markant ausgebildeten links-lateralen Störungen in dieser Zone (BANNERT et al. 1992). Sie zählt mit ihrer Länge von fast 900 km zu einer der bedeutendsten strike-slip Störung der Erde (LAWRENCE & YEATS 1979, FARAH et al. 1984, JADOON et al. 1992 c, JADOON & KURSHID 1996). In ihrer Südausdehnung biegt die Chaman-Störung von einem Nord-Süd gerichteten in ein Nordost-Südwest ausgerichtetes Streichen um, und verliert dabei in den Makran Gebirgsketten ihre links-laterale Ausbildung. LAWRENCE & YEATES (1979) beschrieben entlang der Chaman-Störung verschiedene Keile von Ophioliten, Vulkaniten, Graniten und anderen Kristallingesteinen. Die Ophiolithe sind Relikte der Neo-Tethys, deren Ozeanboden obduziert wurde, als die ehemalige Subduktionszone südlich des Afghan-Blockes angelegt wurde. Diese Gesteine sind nach BANNERT et al. (1992) Äquivalente der Bela-Waziristan-Ophiolith-Zone.

Die Ghazaband-Störung verläuft 25-30 km östlich parallel zur Chaman-Störung. Sie beginnt westlich von Quetta und erstreckt sich bis etwa 27° nördlicher Breite, wo sie wie die Chaman-Störung in den Nordost-Südwest streichenden Sedimenten der Makran Gebirge ausläuft. Im Gegensatz zu FARAH et al. (1984) beschreibt BANNERT et al. (1992) diese Störung auch als links-lateral.

Die Ornach-Nal-Störung verläuft etwa 20 km östlich en echelon zur Ghazaband-Störung. Verschiedene Autoren (ABDEL-GAWAD 1971, LEGGETT & PLATT 1984, FARAH et al. 1984) verbinden diese Störung mit der küstennahen Owen-Bruchzone und dem Murray-Rücken im Arabischen Meer. Die Ornach-Nal-Störung teilt die triassischen bis tertiären Sedimente und den Makran-Flysch im Westen von den Melange-Gesteinen und Ophiolithen im Osten. Sie kann aufgrund ihrer Ausbildung als die jüngste der drei Nord-Süd streichenden Störungen erkannt werden (LAWRENCE & YEATES 1979).

Eine Zone von mesozoischen Gesteinen, die sich von den umliegenden unterscheidet, liegt zwischen der Khojak-Flysch-Einheit im Westen und dem Khuzdar-Block im Osten. Südlich von Quetta ist diese mesozoische Zone durch eine basin-und-range Morphologie geprägt (BANNERT et al. 1992). Die Gebirgsketten streichen von Nord nach Süd und die alluvialen Tiefebene sind nach BANNERT et al. (1992) durch Störungen geformt. Während des Paläozäns wurde die Bela-Waziristan-Ophiolith-Zone ein zweites Mal deformiert, nachdem die Kalksteine der Parh Serie schon in der Kreide gefaltet worden sind. Durch die Obduktion von ophiolithischem Ozeanboden und der Entwicklung von sedimentärer Mélange (SAWAR & DE JONG 1984) fand diese Deformation statt. Zum Ende der geodynamischen Bewegungen wurden oligozäne bis miozäne Flysche auf kretazische bis eozäne Kalksedimente überschoben.

Neben kretazischen Gesteinen können auch jurassische und triassische Gesteine gefunden werden. Dies zeigt an, daß der räumliche Bezug dieses Teils der Indo-Pakistanischen-Platte zum Ozeanboden der Neo-Tethys sehr eng war.

Wie der Himalaya verdanken auch die westlichen Gebirgsketten Pakistans (Western-Fold-Belt) ihre Entstehung der Nordwärtsdrift des Indo-Pakistanischen Kontinents und der anschließenden Kollision von Indien mit der Eurasiatischen Platte. Die Gebirgsketten des westlichen Pakistans (Sulaiman Range, Marri-Bugti-Hills und Kirthar-Range) befinden sich heute im Bereich der Kollisionszone, in der die kontinentale Kruste der Indoaustralischen Platte gegen Westen begrenzt ist. Dieses Gebirge und sein Vorland (Indus-Tiefe) ist möglicherweise durch geringere Krustenmächtigkeiten ausgezeichnet (passiver mesozoischer Kontinentalrand; JADOON et al. 1992a).

Durch die schräge Kollision der Indo-Pakistanischen-Platte mit der Eurasiatischen Platte (Afghan-Block) im heutigen Gebiet der Sulaiman- und Kirthar-Ranges während des Paläozäns, wurden große Nord-Süd verlaufende, links-laterale strike-slip Störungen, wie z.B. die Chaman-Störung angelegt. Die zu beobachtenden Antiklinalformen in der Sulaiman Range und im Vorland sind en echelon angeordnet (BANNERT et al., 1992).

Die folgende Hebung der Sulaiman Gebirgsketten bewirkte die anschließende Erosion und die Entwicklung eines Molassetroges (Sulaiman-Vorbecken) Richtung Osten, der den Abtragungsschutt des jungen Gebirges aufnahm.

Die Gebirgsketten der Kirthar- und Sulaiman Ranges sowie der Marri-Bugti Hills bestehen aus einer Abfolge von marinen Sedimenten aus dem Mesozoikum und dem Tertiär sowie aus tertiären bis rezenten Molassesedimenten. In den Marri-Bugti Hills verlaufen die zu Antiklinalen und Synklinalen deformierten Sedimente in West-Ost Richtung, wogegen sie in der Kirthar- und Sulaiman Ranges mehr oder weniger Nord-Süd streichen.

Die stratigraphischen Einheiten der Kirthar- und Sulaiman Ranges bestehen aus Gesteinen, die über dem Basement der Indo-Pakistanischen-Platte hauptsächlich aus Einheiten des Mesozoikums und des Tertiärs aufgebaut sind (BANNERT et al. 1992).

1.4.4 Inversionstektonik

In Kollisionsorogenen wie dem Himalaya, den Alpen u. a. Faltengebirgen spielt die Reaktivierung von älteren Störungssystemen durch die starke Hebung und Kompression eine große Rolle (GILLCHRIST et al. 1987, COOPER & WILLIAMS 1989, HAYWARD & GRAHAM 1989, COWARD 1994b, MC CLAY 1995). Diese Störungssysteme sind im allgemeinen alte, bestehende Extensionsstörungen, die zu Halbgräben führten. Sie sind durch listrische Extensionsbahnen gekennzeichnet wie sie u.a. bei BUTLER (1989) dargestellt sind.

Dieser als Inversionstektonik (MITRA 1993, COWARD 1994b) bezeichnete Vorgang beeinflusst vor allem Gebiete wie ehemalige Sedimentationsbecken und Ozeangrenzen. Eine positive Inversion beschreibt Gebiete, die von Senkungs- zu Hebungsgebieten wechseln (HAYWARD & GRAHAM 1989) und dabei einer kompressiven Deformation unterliegen. D.h. ein ehemaliges Sedimentationsgebiet wird zu einem Erosionsgebiet. Die Ursachen für eine Inversion können isostatische Entlastung bei sich zurückziehenden Gletschern oder der

Erosion von Gebirgen, Salzbewegungen im Untergrund, Aufheizen der Lithosphäre durch z.B. "hot spots" und tektonische Gründe wie Kompressionsstörungen, horizontale Plattenbewegungen, Blattverschiebungen oder Blockrotationen sein (Abb. 6).

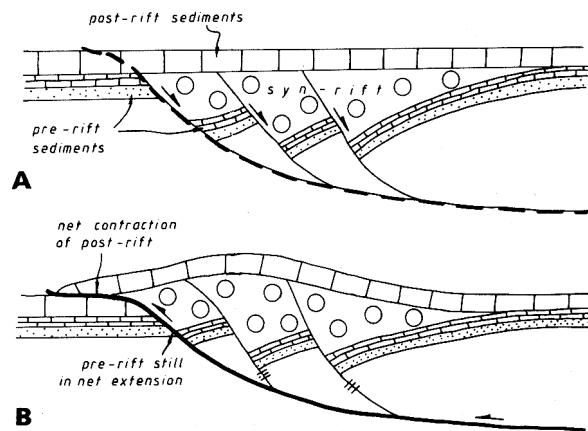


Abbildung 6: Idealisiertes Profil einer reaktivierten Normalstörung und die Ablagerungsbedingungen dieser tektonischen Inversion (BUTLER 1989)

Nach MITRA (1993) wird der Vorgang der Inversion wie folgt beschrieben. Eine inverse Struktur wird durch zwei Deformationsepisoden geformt. Einer Phase der Extension folgt eine Phase der Kompression. Während der Extension werden Einheiten, die vor der Extension abgelagert wurden (pre-extensional) im "hanging-wall"-Block entlang einer Normalstörung ("normal fault") verschoben. Der dadurch entstehende Graben oder Halbgraben wird progressiv mit Sediment gefüllt (syn-extensional). Diese Einheiten sind typischerweise mächtiger als die äquivalenten Einheiten im "footwall"-Block. Nach dem Beginn der Deformation werden post-extensionale Einheiten abgelagert, die normalerweise durch eine Diskordanz von den liegenden Einheiten getrennt sind. Mit voranschreitender Deformation wird die Normalstörung als (reverse fault) reaktiviert und die bis zu diesem Zeitpunkt abgelagerten Einheiten werden kompressiv deformiert. In dieser Phase kann synchron zur Deformationsbewegung Sediment abgelagert werden. Diese Ablagerungen sind charakteristischer Weise am Scheitelpunkt der Struktur geringer mächtig (MITRA 1993).

1.4.5 Deformationsmodelle

Die Mechanik der Orogenese der Sulaiman Range und der angrenzenden Gebiete kann nur im Zusammenhang mit der Dynamik der gesamten pakistanischen Lithosphäre, die durch eine tiefen- und temperaturabhängige Rheologie geprägt und von Topographie-Effekten beeinflusst ist, verstanden werden. Die Modelle sollen zunächst zum Verständnis des aus geologischen Beobachtungen abgeleiteten Deformationsfeldes der orogenen Entwicklung beitragen.

Bei einer Betrachtung der Deformationsmodelle unterscheidet man zwei wesentliche Mechanismen. Wenn das kristalline Basement in die Deformation mit einbezogen ist, dann spricht man von einer thick-skinned Deformation (CHAPPLE 1978, DAVIS & ENGELDER 1987, STEIDTMANN & SCHMITT 1988, PHILIPPE et al. 1998). Wenn das kristalline Basement nicht in die Deformation einbezogen und sämtliche Strukturen an einer bestimmten Überschiebungsbahn (detachment) enden, spricht man von einer thin-skinned Deformation.

Beide Fälle werden für das Arbeitsgebiet diskutiert und im folgenden mit Beispielen aus der Literatur verdeutlicht.

Eine gute Zusammenfassung dieser Situation bietet COWARD (1994 b). Dabei stellt er fest, daß diese Frage ohne Kenntnis qualitativ hochwertiger seismischer Profile nicht befriedigend gelöst werden kann. Er stellt heraus, daß es sehr wichtig ist, eine Beckeninversionen zu beachten. Sonst entstehen Fehler bei der Interpretation der Tiefenstruktur des "fold-und-thrust-belt" und des gesamten Gebirgsgürtels. Die Profile von JADOON et al. (1992a, b, 1994a) für die Sulaiman- und Kohat-Ranges zeigen, daß die Sedimente in diesen Bereichen leicht gefaltet, überschoben und angehoben sind und somit einen monoklinen Gebirgsrand gegen das Vorlandbecken bilden. Störungen im Vorlandbecken selbst sind nicht entwickelt. Die gesamte Verkürzung innerhalb des Faltengürtels ist auf eine Rücküberschiebung einen "back-thrust" unter der frontalen Falte reduziert. Dieses "thin-skinned"-Modell postuliert die Hebung des Faltengürtels durch einen Deckenstapel (thrust imbrication) im Untergrund.

1.4.6 Stratigraphischer Überblick

Die Sedimentgesteine der Sulaiman Range und des östlichen Waziristans haben permisches bis quartäres Alter und besitzen eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 12 700 m (HEMPHILL et al., 1973).

Die ältesten Sedimente, die in der Sulaiman Range aufgeschlossen sind, sind permischen Alters. Es handelt sich dabei um schwarze, fossilreiche Kalksteine, die Crinoiden, Fusulinen und Brachiopoden enthalten. Sie sind nur wenige Meter mächtig und werden Productus-Beds genannt (PORTH & RAZA, 1990).

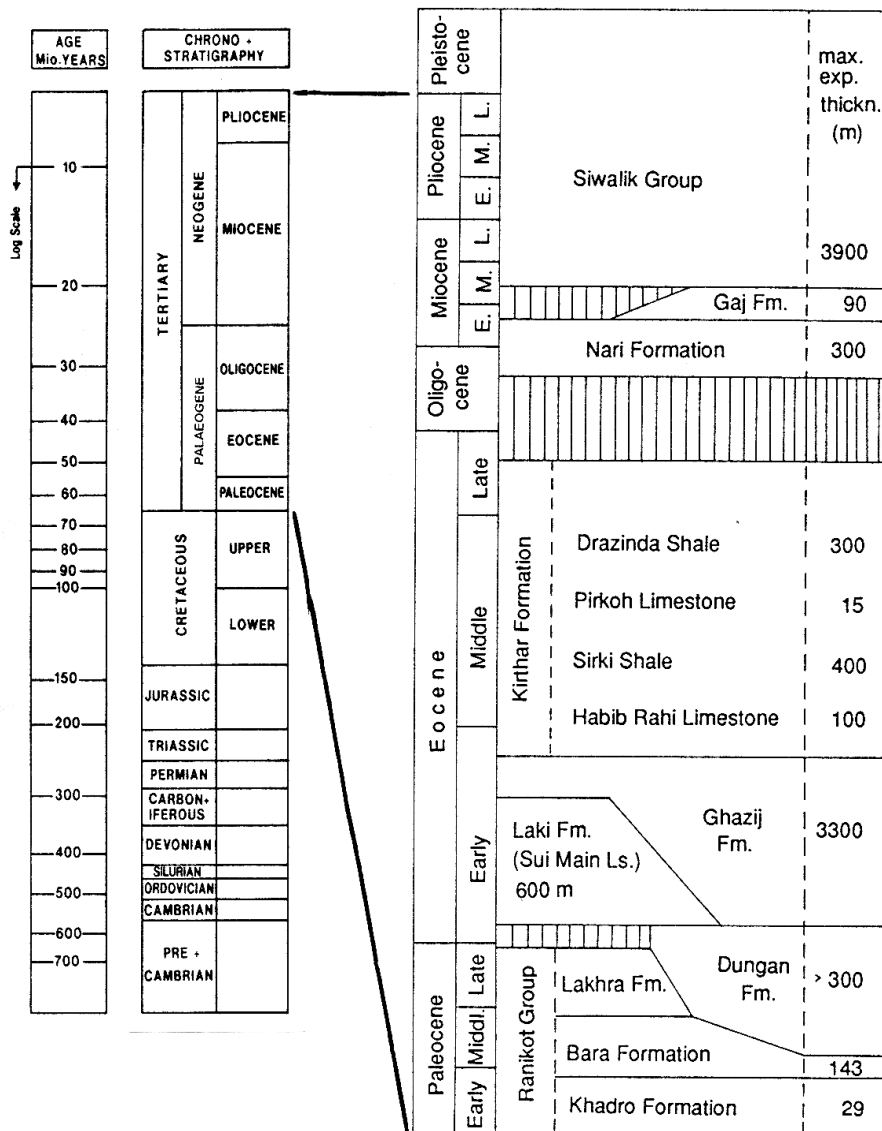
Die triassischen Sedimente, die die permischen Schichten überlagern, zählen zu der Wulgai Formation (WILLIAMS 1959). Der Kontakt ist tektonisch gestört.

Die Sulaiman Limestone Gruppe deutet auf marine Verhältnisse hin und ist in den Jura zu stellen.

Darüber sind diskordant Gesteine der Kreide gelagert, die zu den folgenden Formationen gehören: Sembar-Formation, Parh-Limestone, Mughal-Kot-Formation und Pab Sandstone. Diese Gesteine sollen nach HEMPHILL et al. (1973) flachmarine Ablagerungen sein. Der Pab Sandstone bezeichnet dabei eine litorale oder fluviatile Periode, in der dieses Kreide-Flachmeer zurückwich. SHAH (1977) gibt aber ein pelagisches Ablagerungsmilieu für den Pab Sandstone an.

Eine Zusammenstellung der Daten ist in Tabelle 1 dargestellt.

Tabelle 1: Alter und Mächtigkeit der Gesteinseinheiten der Sulaiman Range und der angrenzenden Gebiete (nach EAMES 1951a, b, HEMPHILL et al. 1973 und PORTH & RAZA 1990)



1.4.7 Die Gesteinseinheiten des Arbeitsgebietes

Die Stratigraphie im Untersuchungsgebiet war zu Arbeitsbeginn zwar in großen Zügen bekannt (EAMES 1951 a, b, HEMPHILL et al. 1973, PORTH & RAZA 1990, Tab. 1), doch war die Sedimentologie der Ablagerungen vor allem im Hinblick auf die Korrelation mit den tektonischen Ereignissen sorgfältig zu erarbeiten und die Datierungen zu überprüfen. Die im Zinda-Pir-Antiklinorium aufgeschlossene Schichtfolge dokumentiert nahezu den gesamten Zeitraum vom Paläozän bis Subrezent. Durch Deformation ist die Schichtfolge an den Flanken des Antiklinoriums steilgestellt und durch Erosion sehr gut aufgeschlossen.

Die gesamte Schichtfolge des Arbeitsgebietes setzt sich aus 2 Gesteinsabfolgen, den marinen Schelfsedimenten (Prä-Siwaliks) und den fluviatil geprägten klastischen Sedimenten (Siwaliks) zusammen (HELMCKE & IQBAL 1995). Zwischen diesen beiden Abschnitten rechnen viele Autoren (EAMES 1951 a, b, HEMPHILL et al. 1973, BENDER & RAZA 1995) mit einer längeren Sedimentationspause. Die Karbonate reichen bis ins mittlere Eo-

zän. Der Übergang zur fluviatilen Sedimentation liegt im Oligozän (Nari Formation). Der Abtragungsschutt des Himalaya und der Sulaiman Ranges wurde vorwiegend seit dem Miozän in den Siwaliks abgelagert. Jünger als die Siwaliks sind mehrere Geröllserien (Terrassen).

Prä-Siwaliks

Die ältesten Sedimente, die im Zinda-Pir-Antiklinorium aufgeschlossen sind, werden in die Obere Kreide gestellt. Im engeren Aufnahmegebiet fanden sich die folgenden Formationen der Prä-Siwaliks (nach EAMES, 1951 a, b):

- Nari Formation (Chitarwata Formation)
- Upper Chocolate Clay (Drazinda Shale Member)
- White Marl Member (Pir Koh Limestone Member)
- Lower Chocolate Clay (Domanda Shale Member)
- Platy Limestone + *Assilina* Bed (Habib Rahi Limestone Member)
- Shales with Alabaster
- Rubbly Limestone
- Green und Nodular Shale
- Ghazij Formation
- Dunghan Formation
- Rhanikot Formation
- Pab Sandstone

Diese geologischen Einheiten gehören in den Zeitraum obere Kreide bis oberes Eozän.

Siwaliks

Auf lithostratigraphischer Basis lassen sich die Siwaliks, die im Untersuchungsgebiet mindestens 2300 m Mächtigkeit besitzen, gut untergliedern und diese Untergliederung konnte flächendeckend kartiert werden. Auf der Basis lithostratigraphischer Befunde läßt sich eine sehr viel detailliertere Untergliederung erarbeiten, da die einzelnen Flußsysteme großflächig relativ konstante Sedimentfolgen verursachten.

Es ergeben sich die folgenden Formationen:

- Upper Siwaliks (Chaudwan Formation)
- Transitionzone
- Middle Siwaliks (Litra Formation)
- Lower Siwaliks (Vihowa Formation)

Eine Einstufung und Untergliederung auf biostratigraphischer und paläomagnetischer Basis wird für die Siwaliks im Untersuchungsgebiet angestrebt. Im Norden von Pakistan wurde dies für die Lower Siwaliks von QUADE & CERLING (1995), für die Middle Siwaliks von TAUXE et al. (1980) und allgemein für die Siwaliks von TAUXE & OPDYKE (1982), KÖTHE (1988), TAUXE & BADGLEY (1988), WILLIS (1993), WILLIS & BEHRENSMEYER (1995) und MORGAN et al. (1995) durchgeführt.

Während der Geländearbeiten gelang es, einen sehr reichen Fossilhorizont, der viele Wirbeltierknochen und -zähne lieferte, auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale (Safed Nala) in den Lower Siwaliks (unterer Teil) aufzufinden. Auch in anderen Horizonten der Siwaliks (unterer Teil der Middle Siwaliks) gelangen mehrere Fossilfunde von Wirbeltieren (RAMIN 1997, freundl. schriftl. Mitt. Prof. Dr. J. Jaeger 1998).

Eine chronostratigraphische Einstufung und Untergliederung der Siwaliks mit Hilfe der Magnetostratigraphie ist in Kap. 2.5.1 beschrieben.

1.4.8 Sedimentologie / Fazies

Das Zinda-Pir-Antiklinorium liegt östlich der Sulaiman Ranges in deren Vorlandbecken (Indus-Becken). Die anstehenden Sedimente reichen von der Oberen Kreide bis in das Holozän und spiegeln eine deltaisch-fluviatile (Pab Sandstone), flachmarine (Kirthar Formation), intertidale (Nari Formation) und fluviatile (Siwalik-Gruppe) Fazies wieder. Gerade die Molassesedimente der jüngsten Einheiten der Siwalik-Gruppe belegen durch das Resedimentieren von schon erodierten Gesteinen aus dem Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums ein "Aufarbeiten" der Ablagerungen. In Untersuchungen von KAISER (1999) wird eine inverse Stratigraphie diskutiert .

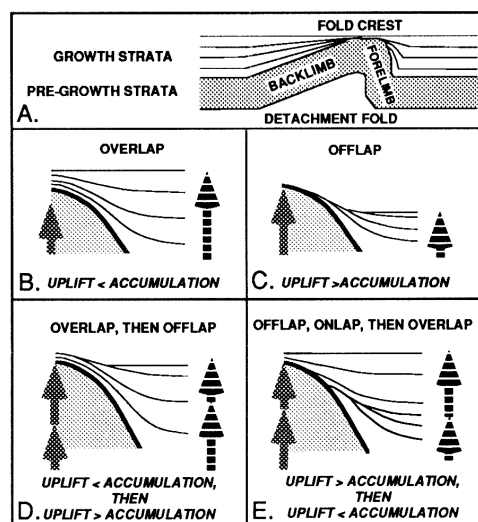


Abbildung 7: Nomenklatur für die sedimentologische Entwicklung einer sich hebenden Falte (BURBANK & VERGES 1994)

Da die sedimentologische Entwicklung eines Vorlandbeckens parallel zu dessen tektonischer Entwicklung stattfindet, wird an dieser Stelle auf die Geometrie eines solchen Beckens eingegangen. Nach BURBANK & VERGES (1994) können diese syntektonischen Strukturen einen wichtigen Hinweis auf Deformation und Sedimentation geben (Abb. 7). Hier sind für das Beispiel einer Abscherfalte (detachment fold) die möglichen Zusammenhänge aufgeführt. Je nachdem ob die Deformation -also die Hebungsrate der Falte- höher ist als die Sedimentationsrate spricht man von "overlap", "offlap" oder "onlap".

2 Methodik

Zentrale Bedeutung kommt bei der vorliegenden Arbeit der flächenhaften und - soweit mit den uns zur Verfügung stehenden Daten möglich - der dreidimensionalen Darstellung der Struktur zu. Das Zinda-Pir-Antiklinorium befindet sich in einem ariden Klimabereich mit spärlicher Vegetationsbedeckung und ist dementsprechend gut aufgeschlossen - ideale Voraussetzungen für eine geologische Auswertung von Satellitenbildern. Allein die Dimensionen verlangen nach einem synoptischen Überblick (HELMCKE et al. 1999). Die Korrelation der Schichtfolge auf beiden Flanken der Antiklinale oder der junger Erosionsterrassen läßt sich mit einem vertretbaren finanziellen und zeitlichen Aufwand nur durch die geologisch geomorphologische Analyse von Fernerkundungsdaten durchführen.

Die vorliegende Arbeit ist eine Satellitenbildinterpretation mit nachfolgender bzw. gleichzeitiger Geländekontrolle. Während des Geländeaufenthaltes konnten eingehende Untersuchungen zum Bau der Zinda-Pir-Antiklinale, von Faltenstrukturen und von Störungssystemen durchgeführt werden (Kap. 3.6). Das Arbeitsgebiet ist im Detail im Maßstab von ca. 1:50.000 auf Luft- und Satellitenbildern kartiert worden. Querprofile wurden entlang von Flüssen aufgenommen und beschrieben. Dabei wurde besonderer Wert auf die Beschreibung der tektonischen Elemente und deren Ausdehnung gelegt (Kap. 3.6).

Die von pakistanischer Seite zugesagten seismischen Profile wurden uns leider nicht für eine Auswertung zur Verfügung gestellt. So kann eine strukturelle Analyse nur auf die Oberflächendaten beschränkt bleiben (Kap. 3.6). Dies wirkt sich vor allem auf die Frage nach dem Entstehungsmechanismus der Antiklinalen aus. Hier konnte keine eindeutige Aussage erfolgen.

Probenmaterial der Siwalik-Gruppe wurde für sedimentpetrographische, schwermineralanalytische und paläomagnetische Auswertungen genommen. Da die bei MÖHLMANN (1997), RAMIN (1997), WOHLBEREDT (1997), LANG (1999), KAISER (1999) und GIESE (1999) durchgeführten Analysen und Bearbeitungen der lithostratigraphischen Einheiten auch für die Berechnung der Hebungsbeiträge von wesentlicher Bedeutung sind, werden sie hier kurz in Kap. 2.5 dargestellt.

Interpretationen zur Hebung der Schichtfolge des Zinda-Pir-Antiklinoriums basieren auf Berechnungen, die auf den Geländearbeiten, den konstruierten geologischen Profilen und auf ¹⁴C-Datierungen basieren (Kap. 3.6).

2.1 Fernerkundung

Die in dieser Arbeit zur Anwendung kommenden Satellitenbilder stammen von LANDSAT-TM-5-, SPOT- sowie MOMS-02-Aufnahmesystemen. Alle drei Fernerkundungssysteme stellen unterschiedliche Charakteristika für naturwissenschaftliche Fragestellungen zur Verfügung. Zusätzlich konnten während der Geländearbeiten Luftbilder bearbeitet werden, die durch ihre detailgenaue Darstellung eine wesentliche Hilfe bei der Kartierung darstellten. Im folgenden sollen die benutzten Fernerkundungsdaten in ihrer geologischen Anwendung dargestellt und spezifiziert werden.

Die LANDSAT-TM-5- und MOMS-02-Daten wurden dem Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen freundlicherweise durch Herrn Prof. Dr. D. Bannert (BGR Hannover) zur Verfügung gestellt. Die verwendeten Farbphotoabzüge in den Maßstäben 1:50.000, 1:100.000 und 1:250.000 wurden vom Geowissenschaftlichen-Luft- und-OrbitalBild-Untersuchungs-System (GLOBUS) der BGR bearbeitet und produziert.

2.1.1 LANDSAT-TM-5 / LANDSAT-MSS

Die verwendete LANDSAT-TM-5-Szene (LANDobservation SATellite, Abb. 8) stammt vom 06.11.1989. Sie ist mit Path Nr. 151 und Row Nr. 039 im Worldwide Reference System (WRS) registriert. Ein Farbkomposit der vom Menschen im wesentlichen wahrgenommenen Spektralbereiche wird im RGB-Farbmodell mit der Belegung der Farbkanäle für Blau, Grün und Rot durch die TM-Kanäle 1, 4 und 7 erzeugt.

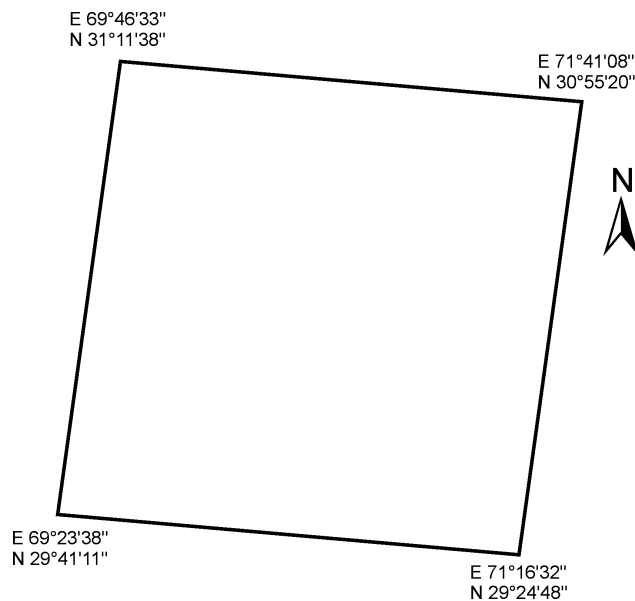


Abbildung 8: Geographische Lage des verwendeten LANDSAT-TM-5 Bildes

Der am 1. März 1984 gestartete Satellit LANDSAT-5 umkreist die Erde in 705 km Höhe auf einer fast polaren (98,22°), sonnensynchronen Flugbahn mit einer Umlaufzeit von 99 Minuten und einer Repetitionsrate von 16 Tagen. Die wichtigsten Subsysteme an Bord des 1,9 t schweren Satelliten bestehen neben dem zentralen Bordrechner aus einem GPS-Empfänger und -Prozessor zur Bahnbestimmung, Datenübertragungseinrichtungen für die direkte Datenübermittlung oder via TDRSS (Tracking und Data Relay Satellite System, Netz von Relaisatelliten zu Datenübertragungszwecken), der Energieversorgung, Instrumenten zur Thermal- und Energieversorgung sowie dem Antriebssystem (STRATHMANN 1994).

Der optoelektronische Zeilenabtaster (scanner) an Bord des LANDSAT Satelliten arbeitet auf 7 Kanälen im sichtbaren sowie im nahen und fernen Infrarot-Bereich des elektromagnetischen Spektrums, wobei jeder Kanal eine radiometrische Auflösung von 8 Bit besitzt. Die geometrische Auflösung beträgt 30x30 m mit Ausnahme des Kanals Nr. 6, der eine Auflösung von 120x120 m aufweist. Die Größe jeder in ca. 25 sec. abgetasteten Szene beträgt 183x172,8 km bzw. 6100x5760 Pixel. Die daraus resultierende Datenmenge von rund 245 MB pro Szene werden mit einer Datenrate von ca. 85 MBps an der Bodenstation empfan-

gen. Diese Szenen werden im WRS registriert, wobei jede Szene durch ihre Bahn- (path) und Reihennummer (row) eindeutig identifizierbar ist. Für Details und spezifische Untersuchungen zu den Anwendungsbereichen der einzelnen Kanäle sei auf die bereits vorhandene, reichhaltige Literatur verwiesen (STRATHMANN 1994).

Die für die Erderkundung eingesetzten Scanner-Verfahren (Linienabtast-Gerät) haben gegenüber der konventionellen Luftbild-Fotografie einige wesentliche Vorteile wie z.B. Bildinformationen aus anderen Spektralbereichen, hohe Informationsdichte und großes Bildformat. Magnetbandaufzeichnungen der Spektraldaten eröffnen außerdem vielseitige Möglichkeiten der Aufbereitung und Verarbeitung, der Darstellung und Auswertung multispektraler und multitemporaler Bilddaten (KRONBERG 1985).

Die LANDSAT-TM-5 Kanäle 1, 4 und 7 sind durch folgende Charakteristika ausgezeichnet (KRONBERG 1985):

- Kanal 1 (0,45 - 0,52 μm , blau): besonders geeignet für die Untersuchungen der oberen Wasserbereiche, z.B. Küstenbereich (Strömungen, Sedimenttransport); bebaute Flächen reflektieren stark, Vegetation hat dagegen nur einen geringen Reflektionsgrad; Böden erscheinen heller als Vegetation; dieser Spektralbereich ist besonders geeignet für Unterscheidungen von unbewachsenem und bewachsenem Boden; Waldkartierungen (Laub-, Nadelwald).
- Kanal 4 (0,76 - 0,90 μm , nahes Infrarot): Vegetation reflektiert am stärksten; Wasserkörper erscheinen schwarz; gut geeigneter Bereich für die Unterscheidung von Laub- und Nadelwald, für die Kartierung von Biomasse, die Abgrenzung von Wasser und Land und die Beschreibung von Bodenfeuchte.
- Kanal 7 (2,08 - 2,35 μm , mittleres Infrarot): Unterscheidung von Gesteinen, weil in diesem Spektrum die scharfen, für die Mineraldiagnose wichtigen spektralen Absorptionsbänder von Schichtsilikaten und Karbonaten liegen; Abgrenzung von trockenen und feuchten Vegetationsbereichen.

Vom U.S. Geological Survey sind LANDSAT-MSS-Poster im Maßstab 1:500.000 veröffentlicht, die einen ausgezeichneten strukturgeologischen Überblick über die Sulaiman Range und die angrenzenden Gebiete liefern. In diesem Zusammenhang wurde eine Strukturkarte der Sulaiman Range und der Mari-Bugti-Hills angefertigt. Sie dient zur überregionalen, geologischen Einordnung des Arbeitsgebietes.

2.1.2 MOMS-02

Das MOMS-02-System (**M**odularer-**O**ptoelektronischer-**M**ulti-Spektral-Stereo-**S**can-**n**er) ist eine hochauflösende stereoskopische und multispektrale Kamera auf der zweiten deutschen Spacelab Mission D2 an Bord des amerikanischen Space Shuttle.

Etwa die Hälfte der Erdoberfläche ist noch nicht im Maßstab 1:50.000 entsprechend einer Bildelement-Größe von 10 m kartiert. Selbst in Ländern mit derartig existierenden Karten können diese nicht mit den zeitlichen Veränderungen Schritt halten. Um derartige Aufgaben zu bewältigen kann die MOMS Kamera, deren Leistungsfähigkeit wesentlich über existierende Systeme wie SPOT und LANDSAT hinausgeht, einen wesentlichen Beitrag leisten.

MOMS-02 stellt als neuartiges Kamerasystem einen entscheidenden Qualitätssprung im Vergleich zu existierenden Systemen wie SPOT und LANDSAT dar. Zusätzliche Informationen, wie Höhenreliefs und Hangneigungen, steigern die Interpretierbarkeit der Daten.

Die wissenschaftlichen Ziele auf dem Gebiet der Geowissenschaften konzentrieren sich auf folgende Punkte:

- Verbesserte Trennung von Vegetationsklassen durch optimierte Spektralkanäle.
- Differenzierung von Landnutzungsklassen in urbanen Gebieten und kleinräumigen landwirtschaftlichen und forstlichen Strukturen.
- Ableitung des Vegetationsindex in Abhängigkeit von der Höhe.

Die MOMS-02-Bilder konnten als Ergänzung zu den LANDSAT-TM-5-Bildern ausgewertet werden. Es handelt sich bei diesem Bildmaterial auch um Papierabzüge eines panchromatischen Bildes. Sie bieten durch ihre Pixelauflösung von bis zu 4,5 m (STRATHMANN 1994) eine viel bessere Auflösung, die insbesondere bei der Deutung von geologischen Strukturen Vorteile hat. Da die Fotoabzüge der vorhandenen Satellitenbilder mit dem Maßstab von ca. 1:5.000 der Luftbilder in etwa übereinstimmt, kann durch die Kombination aller drei Fernerkundungsdaten eine hohe Genauigkeit bezüglich der Lage und Darstellung in den geologischen Karten erreicht werden.

Da das Bildmaterial nicht flächendeckend für den Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums zur Verfügung stand und auch der komplette Datensatz nicht bearbeitet wurde, ist den LANDSAT-Daten der Vorzug gegeben worden. Eine Zusammenfassung der vorhandenen Satellitendaten ist in Tabelle 2 dargestellt.

Tabelle 2: Vergleich der benutzten Satellitendaten (aus BERGER 1994)

	MSS	TM	SPOT
Spatial resolution, m	79	30 (bands 1-5,7) 120 (band 6)	20/10
Radiometric resolution	64	256	256/256
Spectral bands	4	7	3/1
Width of path imaged, km	185	185	60/60

2.1.3 SPOT

Im Verlauf der Untersuchungen konnte eine Teilszene des französischen SPOT-Satellitensystems (Système Probatoire d'Observation de la Terre) für das Projekt erworben werden, das detailliertere Auswertungen und Interpretationen des südlichen Bereiches des Zinda-Pir-Antiklinoriums ergeben sollte.

Der 1993 in die Erdumlaufbahn gebrachte SPOT-3-Satellit verfügt über zwei optische Sensoren, einen multispektralen (3 Kanäle) und einen panchromatischen Sensor. Sie nehmen die gesamte Erdoberfläche in 26 Tagen auf. Durch die Schwenkbarkeit der Sensoren ist eine stereoskopische Auswertung der Daten möglich.

Das zur Anwendung gekommene Bildmaterial lag erst nach den Geländearbeiten im panchromatischen Kanal in digitaler Form vor. Dadurch konnten keine neuen Informationen in die Interpretation einfließen, zumal eine stereoskopische Auswertung nicht erfolgen konnte.

2.1.4 Luftbildmaterial

Für weitere Geländeergleiche standen 188 Luftbilder im Maßstab von ca. 1:60.000 zur Verfügung. Bei den Luftbildern handelt es sich um Kontaktkopien (schwarz-weiß, matt, 23 cm x 23 cm) auf normalem Fotopapier. Die Bilder wurden von "The Photographic Survey Cooperation Limited, Toronto Canada under Canadian Colombo Plan Auspices" zwischen Dezember 1953 und April 1954 aufgenommen. Durchschnittlich betrug die Flughöhe 24.000 Fuß (ca. 7315 m), es wurde eine Optik (AMSL) mit 6 inch (ca. 152,4 mm) Brennweite benutzt. Die Auswertung erfolgte im Gelände am Einzelbild und im Basislager am Bildpaar mit einem Spiegelstereoskop der Firma ZEISS. Hier wurden Ultraphan-Folien (einseitig matt) zur Auswertung über die Bilder gelegt. Anzumerken ist, daß diese Luftbilder nur während der Geländeaufenthalte in Pakistan zur Verfügung standen.

2.2 Geomorphologie

Die Geomorphologie also die Beschreibung der Oberflächenformen einer Landschaft gibt im Zusammenhang mit anderen Informationsquellen (Klimadaten, geologische Geländedaten, Luftbilder, Satellitenbilder) sehr gute Hinweise auf deren jüngere Entstehungsgeschichte. Der Zusammenhang von Oberflächenformen und tektonischen Ereignissen (Störungen, Überschiebungen) wird durch eine detaillierte geologisch-geomorphologisch ausgerichtete Landschaftsbeschreibung deutlich (BURNETT & SCHUMM 1983, ZILBERMAN & WACHS 1988). Für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit ist es von großer Bedeutung die geomorphologischen Beziehungen zu verstehen.

AHNERT (1996) unterscheidet die inhaltlichen Teilgebiete der Geomorphologie nach Fluvialmorphologie, Glazialmorphologie und Küstenmorphologie. Die Fluvialmorphologie umfaßt den gesamten Bereich der Formengestaltung, die direkt oder indirekt durch die Arbeit des fließenden Wassers bestimmt oder gesteuert wird. Nicht nur die Flüsse selbst mit ihren Flußbetten, Erosions-, Transport- und Aufschüttungsprozessen und ihren Schottern, Sanden und anderen Frachtkomponenten gehören dazu, sondern auch die Täler und Talsystemen, die Talhänge samt den darauf stattfindenden Prozessen der Verwitterung und Abtragung, ebenso die fluvial aufgeschütteten Flachformen auf den tiefliegenden Teilen des Landes. Diese Beobachtungen sind im Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums eine wichtige Methode auch die tektonischen Ereignisse (Deformation, Hebung) zu untersuchen. Zudem sind Flüsse auch sehr feinfühlig Anzeiger von tektonischen Aktivitäten wie z.B. Hebungen. So ist das Flußbett des Indus infolge der Hebung des Kohat-Plateaus in Nord-Pakistan nach Südwesten verlagert, was an den verschiedenen Terrassenstadien zu erkennen ist (MIALL 1996, Abb. 9). Auch im Potwar-Plateau wurden diese Beobachtungen gemacht (MULDER & BURBANK 1993). Ähnliche Aktivitäten und Verlagerungen des Flußbettes des Indus im Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums werden vermutet.

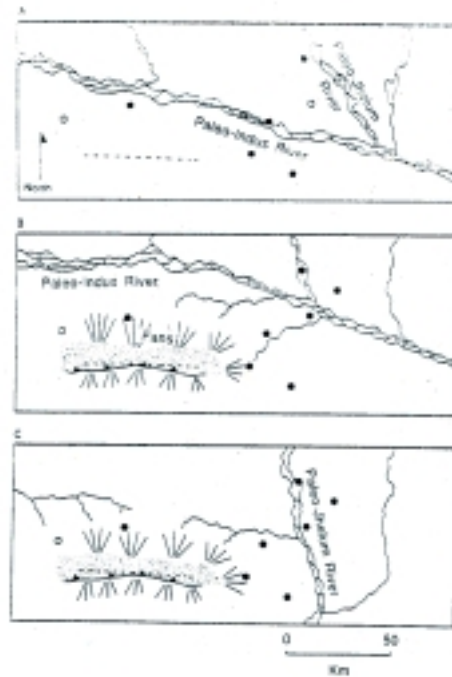


Abbildung 9: Indusverlagerung durch tektonische Aktivität im Potwar-Plateau, oberes Indusbecken (MIALL 1996)

2.3 Geländeaufnahmen

Bei den Geländearbeiten im Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums kommt der Kartierung die Aufgabe der Verifikation der Strukturen und der lithostratigraphischen Ansprache der Gesteine zu. Die durch die Fernerkundungsdaten schon bekannten Ergebnisse können im Gelände überprüft werden und in anderen Teilgebieten bei der Neukartierung helfen. Entlang von Flußläufen werden neben der lithostratigraphischen Untersuchung der Gesteine auch die strukturgeologischen Daten aufgenommen. Besonders wichtig ist das Verständnis der Strukturen im übergeordneten Rahmen der regionalen Geologie. Durch eine Serie von Aufschlußaufnahmen und geologischen Profilen (Kap. 3.6.3) werden die strukturgeologischen und lithostratigraphischen Charakteristika des Arbeitsgebietes beschrieben.

2.3.1 Topographische Karten

In Geländebegehungen erwiesen sich die offiziellen topographischen Kartenblätter sowohl in ihrer geographischen als auch in ihrer geometrischen Lagegenauigkeit als zu ungenau: Flußverläufe konnten im Gelände nicht wiedererkannt werden, Straßen und Wege sind falsch eingetragen und die Orientierung an den Höhenlinien ist teilweise nicht möglich, da diese unklare Verläufe haben oder ganz fehlen. Daher dienten die Luftbilder als topographische Grundlage bei den Geländearbeiten. Zusätzlich wurde das Satellitenbild als Orientierungshilfe herangezogen.

Bei der Identifikation und Verfolgung der Flußläufe zur Auswertung des Drainagesystems wurden die vorhandenen Luft- und Satellitenbilder benutzt. Hierbei ist es besonders wichtig, die geometrischen und morphologischen Charakteristika der heutigen Flüsse (Mäander Radius, Wellenlänge) zu beobachten und mit dem Muster der Paläo-Flüsse zu vergleichen. Dieser Vergleich läßt auf den ehemaligen Verlauf und die Position der Flüsse schließen.

Insbesondere bei der Auswertung und Interpretation der Terrassenflächen im Bereich der Siwaliks ist dies ein gutes Hilfsmittel.

2.3.2 Geologische Karten

Teile des Arbeitsgebietes wurden im Rahmen von Explorationstätigkeiten vom Geological Survey of Pakistan in den Jahren 1986 im Maßstab 1:50.000 kartiert. Die Kartenblätter sind in ihrer geologischen Auflösung jedoch nicht so detailliert wie die hier dargestellten Satellitenbildauswertungen. Für die Lösung der tektonischen Interpretationen und die Frage nach dem Mechanismus der Struktur wurde die Tektonische Karte von Pakistan mit in die Untersuchungen einbezogen. Sie lieferte insbesondere bei der Frage nach einer östlich des Antiklinoriums verlaufenden Störung entscheidende Hinweise. Als einzige Literaturquelle gibt sie den Verlauf der Chaudwhan-Fault an.

Da bei allen vorhandenen Hilfsmitteln (Satellitenbilder, Luftbilder, Karten) der Maßstab etwa gleich ist, können sie alle gut miteinander kombiniert werden.

Der manuellen Auswertung der Fernerkundungsdaten wurde der Vorzug gegenüber einer computergestützten Interpretation gegeben (HELMCKE et al. 1999), da bei dieser strukturgeologischen Fragestellung durch eine digitale Bearbeitung keine neuen Informationen zu erwarten sind.

2.4 Auswertung der strukturgeologischen Daten

Die während der Geländearbeiten gewonnenen Strukturdaten können im Schmidt-Netz und in einer Serie von geologischen Profilen ausgewertet werden (Kap. 3.6). Die Konstruktion der geologischen Profile berücksichtigt konstruktive Gesetzmäßigkeiten (z.B. achsenparallele Projektion der Schichtdaten, Grenzstrahlverfahren), rheologische Gesetzmäßigkeiten (rel. Festigkeit), lithologische und geometrische Gesetzmäßigkeiten (materialabhängige Rampenwinkel, fazielle Vorzeichnungen etc.) sowie die Gesetze des Bilanzierens (Flächenkonstanz in einer 2-D Teilbilanzierung, Abwickelbarkeit, Logik der Abrißwinkelpaare). Die geologischen Einheiten des Zinda-Pir-Antiklinoriums wurden für die Bilanzierung in tektonisch und lithostratigraphisch sinnvolle Gruppen zusammengefaßt, da der darstellende Maßstab von 1:50.000 für eine detaillierte Darstellung zu klein ist.

2.5 Weiterführende Untersuchungen an den Sedimenten des Arbeitsgebietes

Durch begleitende Untersuchungen und Bestimmungen von paläomagnetischen Profilen, ¹⁴C-Datierungen, Schwermineralanalysen und Vitritreflexion an den Molasseablagerungen der Siwalik-Gruppe ist eine zeitliche und räumliche Bestimmung der Ablagerungsbedingungen und eine Eingrenzung möglicher Sedimentliefergebiete erfolgt. Besonders wichtig ist hierbei die zeitliche Bestimmung der Deformation. Hier spielt gerade die Paläomagnetik eine entscheidende Rolle, da andere absolute Datierungsmethoden für die pleistozänen Molassesedimente der Siwalik-Gruppe nicht anwendbar sind (fehlende biostratigraphische

Marker, fehlende Metamorphose, radiometrische Altersbestimmungen können nur indirekt erfolgen, vgl. Kap. 2.5.2).

2.5.1 Paläomagnetik

Weite Teile der Upper Siwaliks sind auf der Ostseite des Zinda-Pir-Antiklinoriums erodiert oder von quartären Schotterterrassen überdeckt. Der Fluß Belab Nala schneidet die Sedimente der Siwalik-Gruppe senkrecht und schließt ein Profil auf, das bis in den Sattelkern reicht. Da die jüngsten Siwaliks ohne Störung in die fast horizontal gelagerten Sedimente der Indus-Ebene übergehen (Fig. 57/57a), ist an dieser Lokalität klar, daß die anstehenden Konglomerate und Sandsteine der Upper Siwaliks auch die jüngsten Einheiten darstellen und keine Schichtlücke zu erwarten ist.

Entlang eines Polygonzuges am Belab Nala (LANG 1999, KAISER 1999) ist eine Schichtmächtigkeit von 1750 m an 130 Punkten beprobt worden (Abb. 10). Bei einem Probenabstand von ca. 20 m sind die Upper Siwaliks und der obere Teil der Middle Siwaliks erfaßt worden. Da die Sandsteine zum Liegenden hin stärker verfestigt sind, wurden zwei Probeentnahmeverfahren angewendet. Aus den weniger stark verfestigten Sandsteinen wurden mit einem umgebauten Akkuschrauber mit einem Sägeblatt quaderförmige Hundstücke entnommen, die später im Labor weiter zerkleinert wurden. In den härteren Sandsteinen wurden Kerne erbohrt, die einen Durchmesser von ca. 2,5 cm und eine Länge von ca. 10 cm hatten. Bei beiden Verfahren sind die Proben vor der Entnahme sorgfältig eingemessen worden. Eine detaillierte Beschreibung der Beprobung und der Meßmethode ist bei LANG (1999b) zu entnehmen.

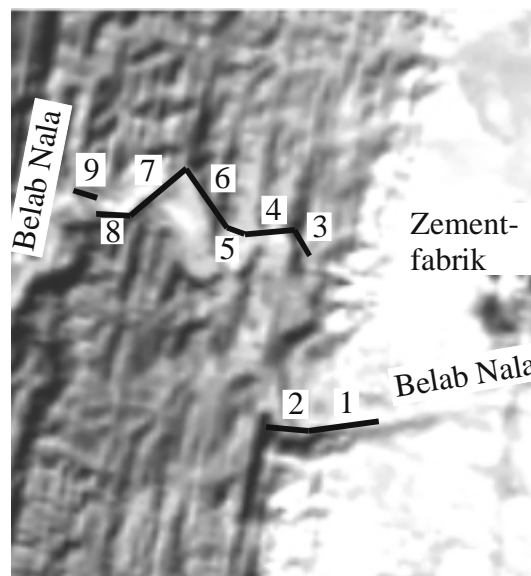


Abbildung 10: Ausschnitt aus dem Polygonzug (1-9) für die paläomagnetische Probenentnahme am Belab Nala (Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale, LANG et al. 1999).

2.5.2 ¹⁴C-Datierung

Eine absolute Altersdatierung konnte für eine Probe der subrezentem fluviatilen Sedimente der T2-Terrassenflächen im Gebiet bei Barhi durchgeführt werden. RAMIN (1997) beschreibt in seiner Arbeit wie ein Holzrest in den Terrassenflächen gefunden wurde und später bei der BGR (Prof. Dr. M. Geyh) analysiert wurde.

An dieser Stelle wird auf den besonderen Wert dieser Daten für die Bestimmung der Hebungsrate (vgl. Kap. 3.6.4) hingewiesen. Diese absolute Altersangabe ist der einzige konkrete und meßbare Hinweis auf das Alter der fluviatil angelegten Terrassenflächen und der in diesem Zusammenhang stehenden Beurteilung des Alters der Hebung des gesamten Antiklinalbereiches.

2.5.3 Schwermineralanalyse

In der Arbeit von WOHLBEREDT (1997) wird der Zusammenhang von Schwermineraluntersuchungen zur Sedimentologie der Siwalik-Gruppe diskutiert. Er stellt fest, daß die Zusammensetzung von Schwermineralspektren von Sedimenten auf drei Faktoren beruht:

1. Das Liefergebiet gibt durch die dort anstehenden Gesteine an, welche Minerale stehen für eine Umlagerung zur Verfügung.
2. Der Transportweg hat durch Aufarbeitung, mechanischer Abnutzung und Sortierung des Mineralbestandes einen verändernden Einfluß auf die Mineralverteilung.
3. Verwitterung und Diagenese kann das Schwermineralspektrum nach der erneuten Ablagerung der Sedimente verändern.

Bei einer Änderung dieser Faktoren kann auf eine Änderung im Liefergebiet geschlossen werden. Umgekehrt kann bei bekanntem, nicht veränderten Liefergebiet über die Entwicklung des Schwermineralspektrums in der stratigraphischen Abfolge des Sedimentationsbeckens auf den Grad der Abtragung im Liefergebiet geschlossen werden.

Die Transportart, die sich besonders durch Sedimentstrukturen der Sedimentkörper aber auch in der Aufarbeitung der Minerale widerspiegelt, kann nur in wenigen Fällen genauer ermittelt werden. Sortierungsvorgänge während des Transportes können zu Mineralseifen und in extremen Fällen zu Seifenlagerstätten führen. Wichtig bei der Interpretation von Schwermineralanalysen ist die Veränderung des Schwermineralspektrums durch Verwitterung und diagenetische Prozesse. Diese beiden Faktoren lassen sich nicht immer klar voneinander trennen. Sie geben Hinweise zur Geschichte eines Sediments nach seiner Ablagerung.

Somit kann durch diese Untersuchung eine Aussage über die Ausdehnung und den Erosionsgrad des Liefergebietes gemacht werden. Dies ist auch für die strukturgeologische Interpretation von Bedeutung, da die gesamte geologische Entwicklung im Bereiche des Zinda-Pir-Antiklinoriums östlich der Sulaiman Range betrachtet wird.

2.5.4 Vitrinitreflexion

Die bei RAMIN (1997) dargestellten Untersuchungen zur Vitrinitreflexion wurde an Proben der Middle Siwaliks (oberer Teil) durchgeführt. Hier sind häufig inkohlte Pflanzenreste zu finden. Es wurden zwei Proben (PA 10 / 95 und PA 28 / 95, Tab. 3) entnommen und an ihnen Reflexionsmessungen durchgeführt. Eine Nachuntersuchung der Proben und die Bestätigung der Meßwerte wurde freundlicherweise von Dr. H. Hufnagel (BGR, Hannover) vorgenommen.

Bei der Probe PA 10 / 95 (Abb. 11) handelt es sich um inkohltes, isoliertes Holz eines ehemaligen Astes, welcher innerhalb einer Sandsteinabfolge der Schrägschichtung nach eingeregelt ist. Da die Probe einen geringen Pyritanteil enthält, ist sie vermutlich nur schwach verwittert, der Meßwert ist somit ziemlich sicher. An der Probe PA 10 / 95 wurden 110 Messungen an Eu- Ulminit A und B durchgeführt. Die mittlere Reflexion (R_m) liegt bei 0,43.

Die Probe PA 28 / 95 (Abb. 12) entspricht einem tonigen Sediment, in dem das inkohlte Pflanzenmaterial bandförmig eingeregelt ist. Die Pflanzenreste setzen sich aus mehreren Maceralen der Vitrinit- Gruppe und der Liptinit- Gruppe zusammen. Humoses Material in Form von Texto-Ulminit (ehemalige Zellwände) ist vorherrschend, daneben sind Sporinite (Außenhäute von Sporen und Pollen, hier Angiospermen- Pollen), Resinit (Inkohlungsprodukte von Zellelementen, Pflanzenharz) und Fluorinit (lipoide Stoffe in Blättern, "Öltröpfchen") enthalten. Vereinzelt sind auch einige Pilzreste (Sklerotinit) zu beobachten. Das Fehlen von Pyrit und die Fleckigkeit des Huminit weisen auf eine Verwitterung hin. Bei der Probe PA 28 / 95 erfolgten 105 Messungen nur an Eu- Ulminit B. Der Wert für R_m ist 0,51. Allgemein zeigt verwitterter Huminit eine höhere Reflexion als unverwitterter, demnach dürfte das ursprüngliche Reflexionsvermögen, die tatsächliche Inkohlung der Probe niedriger gewesen sein.

Nach der Tabelle zur Klassifikation der Kohlen (TEICHMÜLLER 1974) liegen die gemessenen Werte im Bereich der Glanzbraunkohle, d.h. der Inkohlungsgrad ist gering. Für die Siwaliks allerdings stellen die gemessenen Daten schon eine erhöhte Inkohlung dar. Da es sich jedoch nur um Einzelproben handelt bleibt nur der Bereich der Spekulationen. Ausgehend von den von ALI (1990) ermittelten geothermischen Gradienten aus Bohrungen der Zinda-Pir-Antiklinale und der Afi-Band-Antiklinale ($2,2^\circ \text{C} / 100 \text{ m}$ Zinda Pir, $2,95^\circ \text{C} / 100 \text{ m}$ Afi Band) und einer angenommenen Auflast von mindestens 1100 m, müssen Temperaturen um 55°C (Mittelwert: $2,5^\circ \text{C} / 100 \text{ m}$) geherrscht haben. Die Auflast, die für die Interpretation herangezogen wurde ergibt sich aus den Sedimentmächtigkeiten, die sich noch rezent im Hangenden befinden. Eine Aussage bezüglich einer größeren Auflast, die durch eine flächenhafte Erosion der Upper Siwaliks, während der Bildung der ältesten Terrassen (Ältere Gerölle) evtl. verloren ging, kann anhand der Reflexionsmessungen an Vitriniten nicht vorgenommen werden. Wird eine zusätzliche, fehlende Sedimentauflast von nur 100 m angenommen, so wird sich dies wohl kaum in der Vitrinitreflexion widerspiegeln. Anders würde es sich verhalten würde man z.B. von 500 m fehlendem Sediment ausgehen, was zur Folge hätte, daß die Pflanzenreste einer Paläotemperatur von ca. 67°C ausgesetzt waren. Bleibt letztlich die Frage, ob bei 500 m fehlendem Sediment der Abtrag so flächenhaft verlaufen konnte, daß die Älteren Gerölle nahezu konform den Upper Siwaliks aufliegen.

Tabelle 3: Zusammenfassung der Meßwerte und Ergebnisse der Vitrinit-Reflexionsmessungen (RAMIN 1997)

Probenbezeichnung	Anzahl der Messungen	Mittlere Reflexion (Rm)	Standardabweichung
PA 10 / 95	110	0,43	+/- 0,02
PA 28 / 95	105	0,51	+/- 0,04

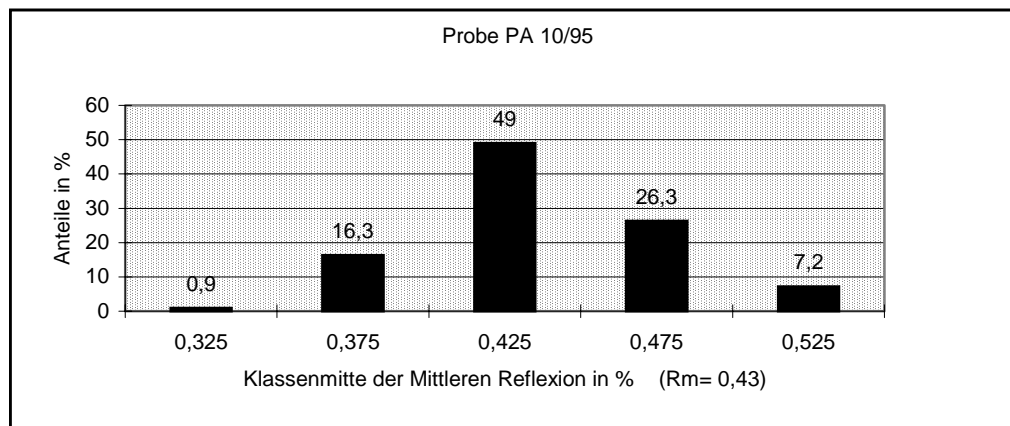


Abbildung 11: Vitrinitmessung PA 10 / 95, oberer Teil der Middle Siwaliks (RAMIN 1997)

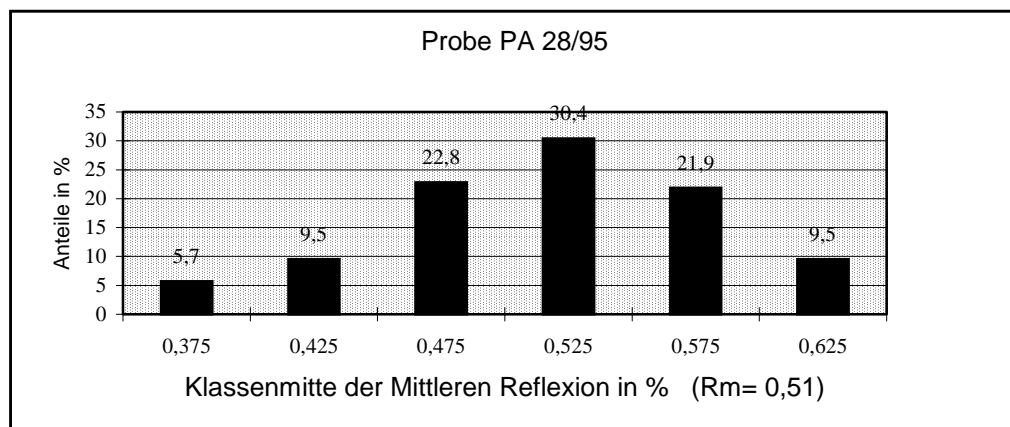


Abbildung 12: Vitrinitmessung PA 28 / 95, oberer Teil der Middle Siwaliks (RAMIN 1997)

2.5.5 Pollenanalyse

Zwei Proben aus den Middle Siwaliks (oberer Teil) wurden auf ihren Pollengehalt untersucht. Dabei wurden solche Proben ausgewählt, bei denen die Wahrscheinlichkeit, daß sie Pollen enthalten könnten am größten ist. Eine Probe (PA 6 / 95) stammt aus dem kohligen Randbereich eines fossilen Holzes, denn es ist anzunehmen, daß dort außer den Holzresten noch anderes organisches Material erhalten blieb. Die kohlige Substanz befindet sich in einem karbonatischen Sandstein und hat diesen rostbraun verfärbt.

Die zweite Probe (PA 62 / 95) stammt aus einem aufgearbeiteten, lakustrinen Bereich innerhalb einer mächtigen Sandsteinabfolge. In diesem Lakustrin befinden sich 3 Arten von Süßwasserschnecken, von denen eine als *Planorbarius* bestimmt wurde. In dem tonig-siltigen

Sediment liegen die Fossilien als Ganzkörperfossilien mit Originalschalenerhaltung vor. Aus diesen Gründen kommt auch diese Probe für eine Pollenuntersuchung in Betracht.

Bei der Pollenuntersuchung (unter der Aufsicht von Prof. Dr. W. Riegel, IMGU Univ. Göttingen) kommt es zu folgenden Ergebnissen.

Die Probe Probe PA 6 / 95 ist reich an organischem Material:

Ilexpollenites iliacus (R. Potonie) Thiery ex. R. Potonie 1960

cf. *Thomsonipollis magnificus*

Flugpollen mit Luftsäcken

Pilzsporen und Gräserpollen

Kutikel (nicht näher bestimmbare Pflanzenteile)

und

mind. 3 Gattungen von marinen Dinoflagellaten

a) *Aerosphaeridium*

b) *Oligosphaeridium*

c) nicht näher bestimmbar

Aufgrund des zwar reichlichen Gehalts an Pollen und Sporen, bei jedoch geringer Diversität und Fehlen von Leitgattungen können keine Aussagen über die Paläoflora gemacht werden. Zudem sind lediglich *Ilexpollenites iliacus* (eine Eibenart) und *Thomsonipollis magnificus* mit Sicherheit bestimmt, wobei die botanische Zugehörigkeit von *Thomsonipollis magnificus* noch fraglich ist. Ähnlich verhält es sich mit den Dinoflagellaten, bei denen, aufgrund der schlechten Erhaltung, nur die Gattung bestimmt werden konnte. Sie weisen alle mehr oder weniger verzweigte Fortsätze auf und sind marinen Ursprungs, d.h. es handelt sich um umgelagerte Individuen aus den eozänen Formationen. Da die gefundenen Gattungen vom späten Eozän bis zur Grenze Eozän / Oligozän vorkommen ist zu vermuten, daß sie den Chocolate Clays entstammen. Der Erhaltungszustand der Dinoflagellaten ist zwar allgemein sehr schlecht, dennoch ist es erstaunlich, daß die filigranen Fortsätze vereinzelt gut erhalten geblieben sind. Dies spricht für einen kurzen Transportweg.

2.5.6 Inverse Stratigraphie

Geröllpopulationen der jüngsten Schichten der Siwalik-Gruppe der Zinda-Pir-Antiklinale werden hier beschrieben. Deren Analyse bilden in Verbindung mit weiteren Untersuchungen (u.a. Magnetostratigraphie, LANG et al. 1999) eine Basis für die Diskussion der sehr jungen Deformationsgeschichte und dem damit verbundenen schnellen Aufstieg (uplift of rock, ENGLAND & MOLNAR 1990) der Struktur.

Das Zinda-Pir-Antiklinorium ist die frontale Falte des Sulaiman Gebirgslobus des Western-Fold-Belt in Pakistan. Die jüngsten noch deformierten Schichten der Ostflanke dieser Falte gehen ohne erkennbare Störung flexurartig in die mit subrezentem bis rezentem, fluviatilen Sedimenten gefüllte Indus-Foredeep-Ebene über. Der Kern der Antiklinale wird aus marinen Serien des Eozän (Karbonate und Tonsteine) gebildet; ab Oligozän folgen zuerst deltalische Sedimente (Nari Formation), dann mächtige fluviatile Klastika (Siwalik).

Im Kulminationsbereich des Sattels wurde ein ca. 1300 m langes Profil entlang des Belab Nala durch die jüngeren Sedimente der Ostflanke der Struktur aufgenommen. Detaillierte Beschreibungen der Probenbearbeitung und Geröllanalyse sind bei KAISER (1999) zu entnehmen.

In Abb.13 ist der oberste Bereich des hier beschriebene Profil dargestellt. In den zwei ältesten beprobten Konglomeratlagen (Schicht-Nr. 14 und 13) treten Gerölle aus Pab Sandstone auf (obere Kreide). Dieser Quarzit ist in der Zinda-Pir-Antiklinale nicht aufgeschlossen. Das zugehörige Liefergebiet muß die Sulaiman Range im Westen oder Nordwesten sein. Gerölle des Pab Sandstone wurden in jüngeren Schüttungen nicht mehr gefunden. Mit ihnen koexistieren Siwalik-Gerölle, die den Sandsteinen der Middle Siwaliks, in denen sie eingebettet sind, sehr ähnlich sind. Siwalik-Gerölle treten in allen Konglomeratlagen bis einschließlich der jüngsten auf.

Ab der Mitte des beprobten Profils (Schicht-Nr. 9) treten Gerölle auf, die sich den Formationen der Nari Formation und dem Upper Chocolate Clay zuordnen lassen. Der Upper Chocolate Clay befindet sich im Liegenden der Nari Formation und besitzt markante Großforaminiferen (*Discocyclina*). Weiter zum Älteren folgt der weißgraue Kalkstein des White Marl Members, der als Geröll ab Schicht-Nr. 8 auftritt und als Foraminiferen führender Mudstone erkannt werden kann. In Schicht-Nr. 6 wurden zum ersten Mal die Gastropoden führenden Mudstones des Platy Limestones beschrieben, der ebenfalls zu den eozänen, marinen Kalksteinen gehört. Gesteine aus dem Kern der Zinda-Pir-Antiklinale finden sich ab Schicht-Nr. 5. Das sind im Anstehenden knollige Kalksteine des Rubbly Limestone, die auch als Geröll noch knollig Formen erkennen lassen. Außerdem ist der sehr unterschiedliche Fossilgehalt und der Schill typisch für diese Wackestones. Weiterhin sind die Großforaminiferen (*Numulites* Sp.) sehr auffällig, die aus den Shales des Rubbly Limestone stammen und die obersten 200 m des Grobsandsteins der Upper Siwaliks mit aufbauen.

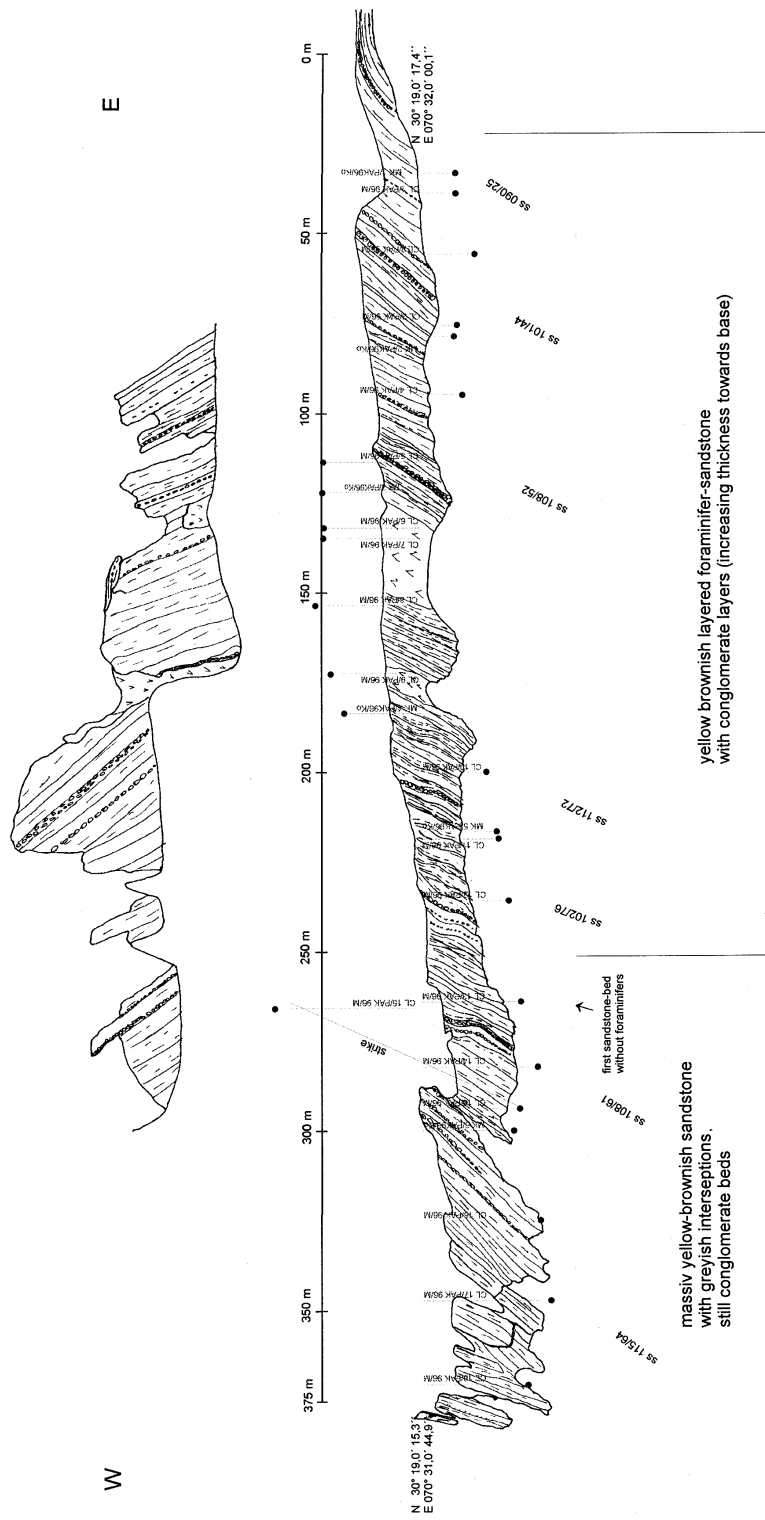


Abbildung 13: Polygonzug 1 für die Profilaufnahme zur Paläomagnetik und inversen Stratigraphie im Belab Nala zeigt im Bereich der Mündung des Belab Nala das Einfallen der Schichten der Upper Siwaliks in die flache Lagerung der Indus-Ebene (LANG 1999, LANG et al. 1999, KAISER 1999, KAISER et al. 1999)

3 Ergebnisse

3.1 Fernerkundung

Bei der Beschreibung der geomorphologischen Merkmale des Arbeitsgebietes werden Termini verwendet, die schon BERGER & AGHASSY (1980) bei der Beschreibung von Antiklinalstrukturen benutzt haben.

Das vorliegende LANDSAT-TM-5-Bild kann geologisch in drei große Bereiche eingeteilt werden. Der Sulaiman Range im westlichen Teil, der Barthi- und Baghal-Chur-Synklinalen sowie des Zinda-Pir-Antiklinorium im zentralen Teil und der Indus-Ebene im östlichen Teil.

Das Zinda-Pir-Antiklinorium besteht aus vier Antiklinalen, die ähnliche geomorphologische Merkmale besitzen. Jede einzelne Antiklinalstruktur ist durch marginale subsequeunte Flüsse so erodiert, daß die morphologische Form der Struktur sehr gut zu erkennen ist. Durch ein System von konsequenten Flüssen, die vielfach nur Richtung Osten fließen, werden die Sattelstrukturen entwässert. Durch diese Flüsse werden Isoklinalhänge so angeschnitten, daß „flat-iron“-Strukturen entstehen, die im Luft- und Satellitenbild sowie im Gelände hervorragende Kennzeichen für das Einfallen der Schichtflächen sind. Die weitere geomorphologische Entwicklung ist eng an die tektonische Geschichte gekoppelt. Durch die Hebung der Falte wurden veränderte Erosionsniveaus geschaffen, so daß wir heute im rezenten Stadium der Falte eine inverse Topographie sehen. Bis auf die fünf großen Flüsse des Arbeitsgebietes fließen alle anderen, kleineren Wasserläufe aus den Antiklinalen heraus, und zwar von den großen Isoklinalhängen zu den Vorflutern oder um die Antiklinalstrukturen herum. Dies zeigt, daß nur die relativ langfristig wasserführenden Flüsse die Energie besitzen, um antezedent die Strukturen zu durchfließen.

Das Drainagesystem ist mit den zur Verfügung stehenden Fernerkundungsmitteln ebenfalls zu charakterisieren. Aus Abb 14 ist ersichtlich, daß weite Teile des Arbeitsgebietes von wenigen Flüssen entwässert werden. Nur die fünf großen Flüsse Luni Lahar, Sanghar Lahar, Sori Nala, Vidor Nala und Rakhi Nala (von Nord nach Süd) führen periodisch Wasser. Während der Monsunzeit werden sie zu reißenden Flüssen, die ein unüberwindbares Hindernis darstellen. Ihre Transportkraft ist dann sehr groß, so daß große Mengen an Sediment in kürzester Zeit erodiert, transportiert und wieder sedimentiert werden. Dadurch wird die hohe Erosionsleistung angesprochen wird, erklärt.

Aus den Fernerkundungsdaten ist ebenfalls zu entnehmen, daß die stratigraphischen Einheiten auf beiden Seiten der Antiklinalflanken zu verifizieren und zu verfolgen sind. Besonders die eozänen Kalksteinbänke sind sehr gute Markerhorizonte im Bildmaterial. Sie sind verwitterungsresistenter als die hangenden und liegenden, weicheren eozänen Tongesteine und bilden so harte Rücken im Gelände. Zusätzlich sind sie durch die Kanalwahl im LANDSAT-TM-5-Bild als helle bis weiße Horizonte zu erkennen.

Die Form der Antiklinalen und deren erodierte Flanken zeigen besonders im Bereich der Rhodo-Antiklinale und der Afi-Band-Antiklinale im nördlichen Teil des Antiklinoriums Großfaltentypen von Kofferfalten (box folds). Dieser Faltentyp und deren Aussage zum gesamten Faltenbau und zum Entstehungsmechanismus des Zinda-Pir-Antiklinoriums wird in Kap. 3.6 ausführlich dargestellt und diskutiert.

Durch die Kartierung von Lineationen konnten die grundlegenden tektonischen Einheiten des Arbeitsgebietes - die Barthi-Synklinale im Westen und die Antiklinalstrukturen im Osten gegeneinander abgegrenzt werden. Lineationen sind Linearelemente, die mit dem geologischen Untergrund in Zusammenhang gebracht werden können. In den Bildern drücken sie sich in geraden Linien mit einem Kontrast (z.B. Schatten) zu den benachbarten Pixeln aus (KRONBERG, 1985). Besonders gut können Lineationen im Bereich der Barthi-Synklinale und auf den Flanken der Antiklinalen kartiert werden.

Eine weitere wichtige morphologisch markante Struktur sind die „flat-iron“-Strukturen. Sie geben eine große Hilfestellung zur Lösung der Frage nach der Einfallrichtung einer Gesteinsschicht. Besonders im Bereich von Mulden- und Sattelstrukturen wie sie im Arbeitsgebiet anzutreffen sind, kann diese Struktur eine wichtige Hilfe sein. So kann die Muldenachse der Barthi-Synklinale mit Hilfe der „flat-iron“-Strukturen an einigen Stellen genau lokalisiert werden.

Durch die Kombination der Kanäle 1, 4 und 7 des LANDSAT-5-TM Sensors können die Kartiereinheiten besonders gut unterschieden werden. Im folgenden werden die markanten Eigenschaften der einzelnen Kartiereinheiten im LANDSAT-TM-5-Bild genannt.

Die Dunghan Formation im Westen des Arbeitsgebietes ist im Satellitenbild durch hellgrüne Farben gekennzeichnet. Durch „flat-iron“-Strukturen kann die Einfallrichtung der Schichten bestimmt werden (hier Richtung Osten). Diese Kartiereinheit ist durch einen morphologisch scharfen Verlauf der Kammlinie markiert, im Gelände konnte dies jedoch nicht überprüft werden. In der Zinda-Pir-Antiklinale kann die Dunghan Formation ebenfalls nachgewiesen werden. Im Satellitenbild ist die Formation hier an grau-braunen Farben zu erkennen.

Zum Hangenden hin schließt eine türkis-grüne Einheit an, die der Ghazij Formation zugeordnet wird. Besonders markant ist auch hier das Auftreten der „flat-iron“-Strukturen. Im TM-Bild erkennt man die dachziegelartige Anordnung der Ghazij und der Dunghan Formation besonders gut im westlichen Teil des Arbeitsgebietes.

Die Green und Nodular Shales und die Einheit des Rubbly Limestone sind im Satellitenbild als hellgrüne Flächen zu erkennen. Der Rubbly Limestone bildet eine markante Kante, die an den Ostflanken der Antiklinalen einen starken Schatten wirft.

Die Einheit des Platy Limestone ist im Satellitenbild durch ein schmales weißes Band gekennzeichnet, das von türkis-grünen (Shales with Alabaster) und weinroten Farben (Lower Chocolate Clay) eingegrenzt wird. Es ist im westlichen Teil des Arbeitsgebietes über die gesamte Längserstreckung zu verfolgen. Im Bereich der Zinda-Pir- und der Rhodo-Antiklinale ist diese in großen Flächen aufgeschlossen. Sie bildet die Sattelkerne. Charakteristisch ist in diesen Bereichen eine Nordwest-Südost gerichtete Lineation, die im Satellitenbild gut zu beobachten ist.

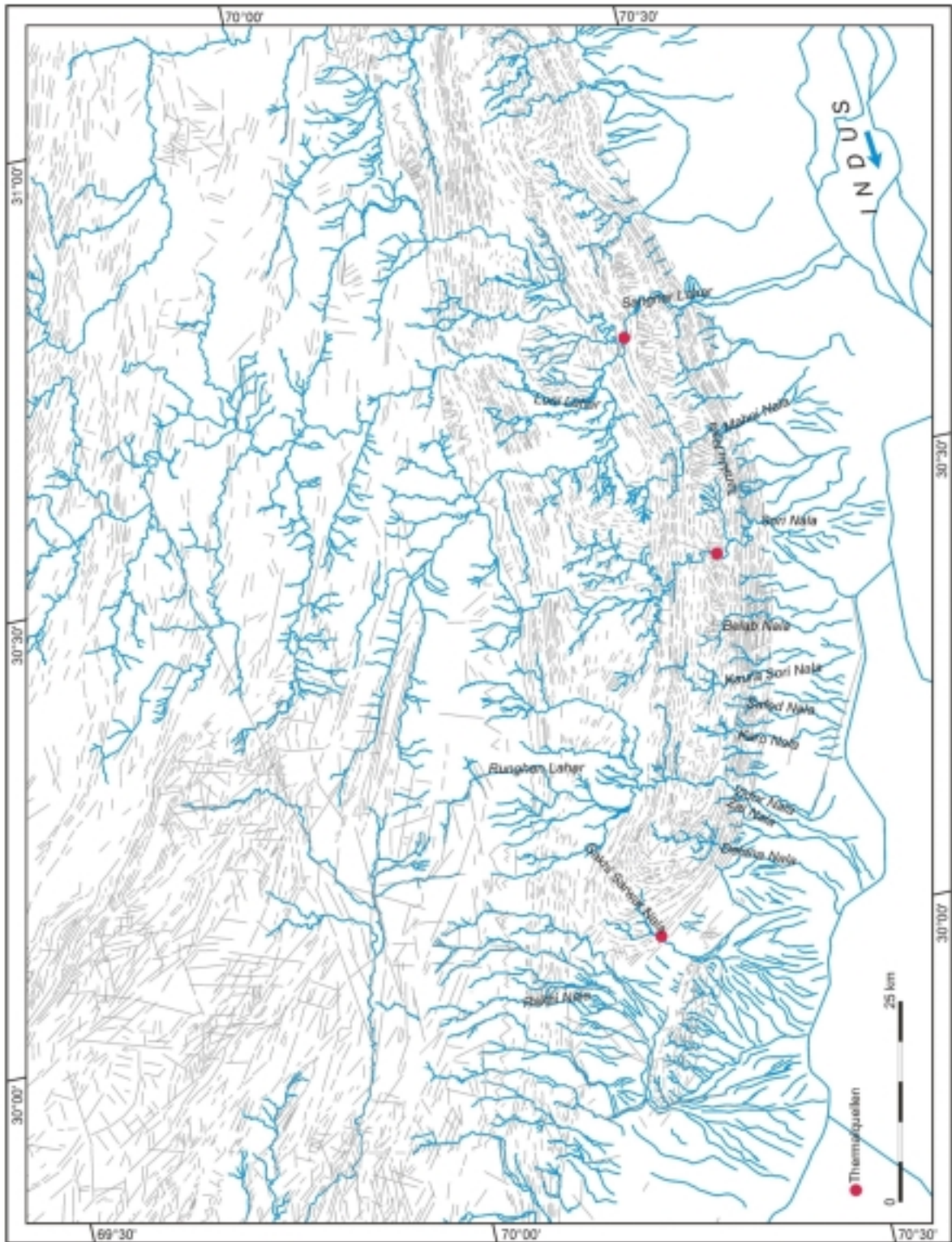


Abbildung 14: Entwässerungsnetz des Zinda-Pir-Antiklinoriums aus LANDSAT-TM-5 Satellitenbild.

Weinrote Farben sind bestimmend für die Markierung der Chocolate Clays im TM-Bild. Sie werden durch ein helles Band getrennt, das dem White Marl Member zugeordnet wird. Dieses helle Band ist ebenfalls durch „flat-iron“-Strukturen gekennzeichnet. Demnach kann der Lower Chocolate Clay im Liegenden und der Upper Chocolate Clay im Hangenden des White Marl Members unterschieden werden. Die Verteilung dieser drei Einheiten kann im Westen des Arbeitsgebietes über die gesamte Erstreckung verfolgt werden. Die Chocolate Clays sind morphologische Senken, die durch die Klippe des White Marl Members unterbrochen wird. In den Bereichen von Zinda-Pir-, Rhodo- und Dhodak- Antiklinale kann teilweise eine Verdopplung und Vervielfachung des White Marl Members auf den Flanken der Antiklinalen beobachtet werden.

Die Nari Formation ist schwer im TM-Bild zu erkennen, da sie nur gering mächtig ist. Sie verläuft im Westen des Gebietes im Schatten der Lower Siwaliks. Im Bereich der Antiklinalen und besonders im Bereich der Dhodak-Antiklinale ist die Nari Formation durch hell bräunliche Farben gekennzeichnet. Zusammen mit dem Upper Chocolate Clay und den Lower Siwaliks bildet die Nari Formation einen Steilhang aus, der im Satellitenbild erkennbar ist.

Die Einheiten der Lower und Middle Siwaliks mit der Transitionzone sind im TM-Bild schwer zu unterscheiden. Sie sind im Satellitenbild mit unterschiedlichen rötlichen und violetten Farben dargestellt. Da die Informationen des Satellitenbildes in diesem Fall für eine eindeutige Unterteilung nicht ausreichend sind, konnte erst durch die neuen Informationen der Geländekontrolle eine Teilung der Einheiten vorgenommen werden. Hell-braune Farben im Satellitenbild sind demnach für die Lower Siwaliks charakteristisch und hell-violette Farben im TM-Bild für die Middle Siwaliks. Im Bereich der Antiklinalen reflektieren die Lower Siwaliks im Satellitenbild mit einer violetten Farbe. Beide Einheiten sind durch eine markant ausgebildete Lineation und teilweise „flat-iron“-Strukturen gekennzeichnet. Dies führte zu einer Untergliederung in: Lower Siwaliks, Transitionzone, Middle Siwaliks, Transitionzone.

Im Gegensatz zu den eben erwähnten Einheiten sind die Upper Siwaliks durch ihre morphologische Ausbildung und die hellgrünen (Vegetation) und weinroten (Wüstenlack) Farben gut von den Middle Siwaliks und der Transitionzone abzugrenzen. Die Einheit der Upper Siwaliks ist im Bereich der Barhi-Synklinale und der Baghal-Chur-Synklinale auf der Westseite und auch auf der Ostseite des Zinda-Pir-Antiklinoriums aufgeschlossen. Morphologisch ist die Einheit stark in einzelne Rücken zergliedert, die eine West-Ost Richtung zeigen. Auf diesen Rücken sind häufig weinrote Flächen im Satellitenbild zu beobachten, die als älteste Terrassen (Geröllserien) ausgegliedert werden.

Die Geröllserien der spät pleistozänen bis holozänen Terrassen sind durch unterschiedliche grüne und weinrote Farben und Unterschiede in der Höhenlage gekennzeichnet. Die ältesten Terrassen sind kaum von Vegetation bedeckt und weinrote Farben sind typisch. Sie sind als morphologisch höchste Terrassen auf den Upper Siwaliks (hell-grün im Satellitenbild) zu erkennen.

Die Flächen mit einer weniger intensiven Rotfärbung und nur geringen grünen Flächen (wenig Vegetation) werden als jüngere Terrassen gedeutet. Im Arbeitsgebiet ist dieser Terrassentyp flächenhaft im Westen am Luni Lahar ausgebildet. Flächen mit einer intensiven Grünfärbung und blassen Rotfärbung (viel Vegetation oder Landwirtschaft) werden als jüngste Terrasse und morphologisch tiefster Terrassentyp kartiert. Im Gelände können noch

weitere Terrassen mit unterschiedlicher Höhenlage erkannt werden, doch reicht die Auflösung des Satellitenbildes nicht aus, um auch diese Terrassen darzustellen. Ein digitales Geländemodell würde hier eine weitere Hilfe darstellen, da selbst die topographischen Karten durch fehlende Genauigkeit keine weitere Hilfe bieten.

Im Gebiet von Barhi und in anderen Teilen des Untersuchungsgebietes zeichnet sich ein Terrassentyp (T_Q) im verwendeten TM-Bild durch violett-braune Farbtöne aus. Diese Einfärbung ist auf Beimischung von Quarzitgeröllen zurückzuführen, welche mit Wüstenlack überzogen sind. Im Gegensatz dazu stehen die Terrassen, die hohe Anteile von Karbonatgeröllen aufweisen. Auf diesen Geröllen ist weniger oder kein Wüstenlack ausgebildet (freundliche mündliche Mitteilung Prof. Dr. K.-W. Tietze, Univ. Marburg). Im zentralen Abschnitt der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale wird diese Terrasse (T_K) durch hellgraue Farbtöne im TM-Bild abgebildet (Abb. 16). Dieser auffällige - auf den ersten Blick unverständliche - Unterschied läßt sich leicht erklären, wenn hinzugefügt wird, daß die Quarzitgerölle nicht der Zinda-Pir-Antiklinale entstammen, sondern aus den weiter westlich gelegenen Abschnitten der Sulaiman Range geschüttet wurden. Diesen hauptsächlich aus Quarzitgeröllen bestehenden Terrassentyp findet man nur entlang der großen antezedenten Flüsse, die aus der Sulaiman Range entspringen. Der Farbunterschied der erwähnten Terrasse im Satellitenbild dokumentiert die Provenienz der Gerölle und belegt somit, daß die Flüsse, welche die Terrasse im zentralen Abschnitt der Ostflanke der Antiklinale sedimentierten, kein Material der Sulaiman Range enthielten: Zum Zeitpunkt der Anlage der Terrasse bzw. der Ablagerung war die Antiklinale bereits soweit aufgestiegen, daß sie als Wasserscheide in Erscheinung trat.

Die rezenten Sedimente und Flußläufe sind durch grau-violette (Sedimente) und schwarze (Wasser) Farben gekennzeichnet. Im TM-Bild sind die Flußläufe von Sanghar und Luni Laha gut zu erkennen, da sie zum Zeitpunkt der Aufnahme Wasser führten.

Das Quartär der Indus Ebene im Osten des TM-Bildes ist durch dunkelgrüne (Vegetation) und schwarze Farbtöne (Wasserflächen) charakterisiert. Das Flußsystem des Indus mit seinen verzweigten Flußarmen und den künstlich bewässerten Feldern bildet eine scharfe Grenze zur westlich anschließenden Pedimentfläche. Hier sind die ostwärts gerichteten Schuttfächer, die aus der Zinda-Pir-Antiklinale heraus geschüttet werden, besonders zu erwähnen, da sie durch die grau-violette bis weinrote Farbe große Ähnlichkeit mit den Terrassen im Bereich der des Antiklinoriums besitzen.

Die geomorphologisch geologische Interpretation der LANDSAT-TM-5-Daten gab darüber hinaus erste konkrete Hinweise auf jüngste tektonische Deformationen im Bereich der Ostflanke dieser Antiklinale und in Bereichen, die im Süden an die abtauchende Antiklinale anschließen. Im Bereich des Vidor Nala sind auffällige lineare Elemente in der Terrasse zu erkennen, die bereits aufgrund der TM-Analyse als Aufschiebungen des Vorlandes auf die Antiklinale zu gedeutet wurden. Während der Geländekontrolle konnte ein Versatz von bis zu 10 m gemessen werden. Sie belegen, daß die Antiklinale auch in jüngster Vergangenheit tektonisch noch aktiv war - vergleichbar mit Falten in Kalifornien (YEATS 1986, STEIN & YEATS 1996, YEATS et al. 1998) und anderen tektonisch aktiven Zonen der Erde. In der Zinda-Pir-Antiklinale sind die kontrollierenden Einflüsse der Faktoren "tektonische Kräfte" und "klimatische Prozesse" zu beobachten (vgl. AMOROSI et al. 1996).

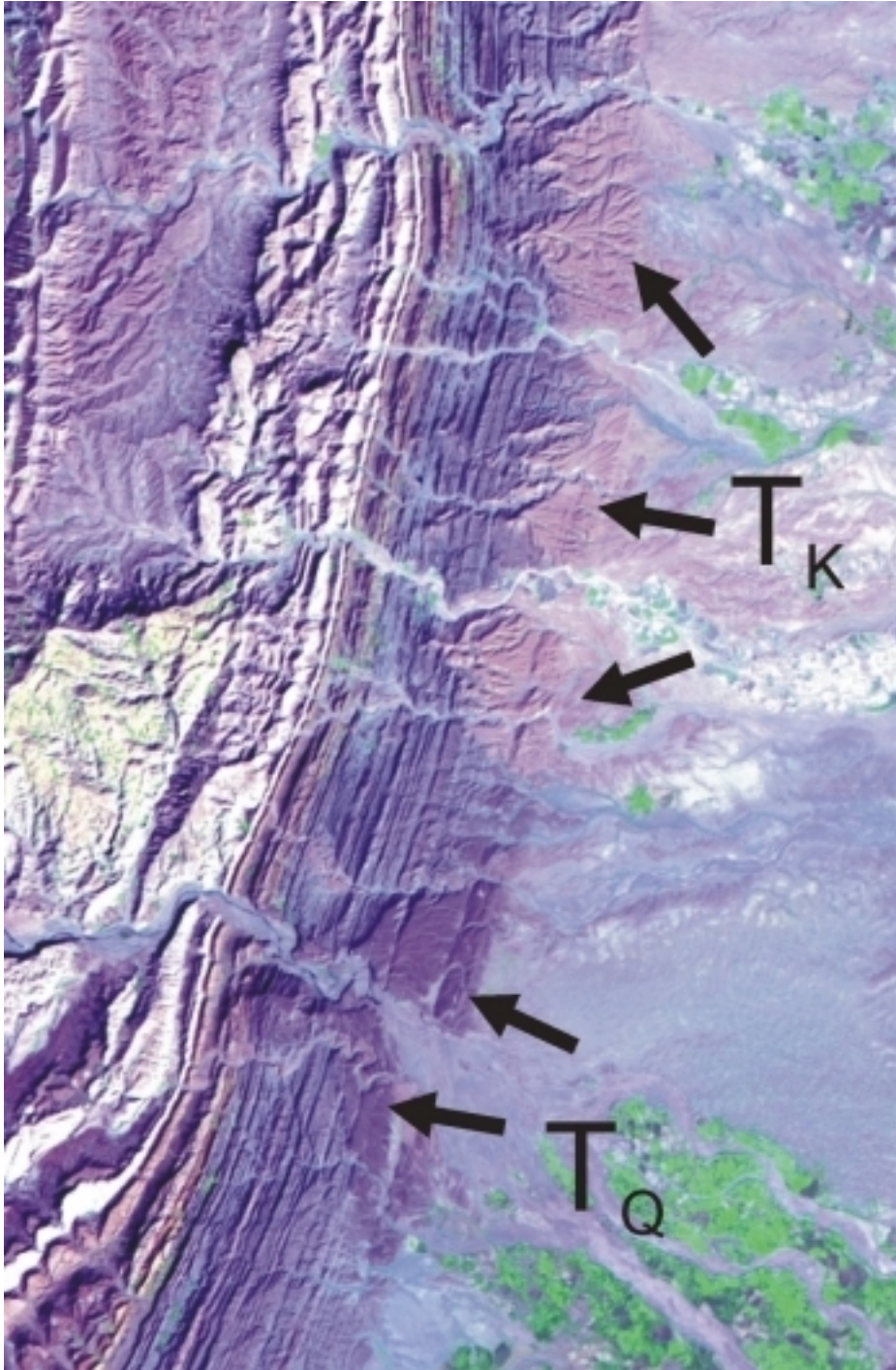


Abbildung 15: T_Q - und T_K -Terrassen auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale am Vidor Nala zeigen durch ihre unterschiedliche Geröllzusammensetzung Liefergebiete der Flüsse an. (LANDSAT-TM-5 Bild © BGR – EOSAT)

3.2 Geomorphologie

Bei der Auswertung von geomorphologischen Gegebenheiten und des Drainagesystems aus den Satellitenbilddaten fallen folgende Merkmale auf:

3.2.1 Drainagesystem

Die großen Flüsse Sanghar Lahar, Luni Lahar im nördlichen Teil und Sori Nala und Vidor Nala im südlichen Teil des Antiklinoriums durchfließen das gesamte Arbeitsgebiet von West nach Ost und entwässern in den Vorfluter Indus (EINSELE & HINDERER 1997). Dabei bilden sie im Bereich der Antiklinalstruktur antezedente Flußtäler aus. Die untergeordneten Flüsse und Zuflüsse dieser großen Systeme bilden mit ihnen ein dendritisches Flußnetz im Bereich der Barthi-Synklinale, das auch mäandrierend verlaufen kann (Abb. 15). Dies ist typisch für uniforme Gesteinstypen wie die hier anstehenden Sandsteine der Siwalik-Gruppe. Das Einzugsgebiet der beiden großen Flüsse ist sehr groß und umfaßt mehr als das gesamte Arbeitsgebiet. Es geht über die strukturellen Grenzen des Zinda-Pir-Antiklinoriums (Beispiel Sanghar Lahar) sogar hinaus.

Durch rückschreitende Erosion entstehen im Bereich der Zinda-Pir-Antiklinale Durchbruchstäler, die bei fortschreitender Erosion das Ausräumen des Kerns der Antiklinale mit den weicheren Gesteinen bewirkt hat (AHNERT 1996). Dabei transportieren die Flüsse (Belab Nala, Karo Nala, etc.) Material aus der Antiklinalstruktur heraus und schütten es in großen alluvialen Schuttfächern (alluvial fans, Pedimente) in das Vorland. Dabei sind petrographische Unterschiede zu bemerken je nachdem, ob der Fluß aus der Antiklinalstruktur oder aus dem Hinterland der Sulaiman Range entspringt. Diese Unterschiede sind besonders deutlich an den Flußterrassen des Vidor Nala und an den kleineren Flüsse aus der Zinda-Pir-Antiklinale zu beobachten.

Das Vorhandensein von Flußterrassen auch auf den Antiklinalen zeigt, daß es tektonische Phasen der Ruhe und Aktivität gab. Ein Vorfluter muß dabei im Vergleich zu den heutigen Gegebenheiten etwa die gleiche Höhenlage gehabt haben. Die Flüsse zeigten die Tendenz zu akkumulieren (Terrassen) (GOUDIE 1995). Die heutigen klimatischen und geomorphologischen Situationen des Gebietes sind auch auf die Zeit der Ablagerung der Terrassen übertragbar.

Ein zick-zack-Muster der rezenten Flüsse im Bereich der eozänen Kalksteinbänke und ein geradliniger Flußverlauf im Bereich der eozänen Tonsteine (Ghazij) im Bereich der südlichen Zinda-Pir-Antiklinale zeigen eine langsamere Erosion in den Kalksteinen und eine vergleichsweise schnellere in den Tonsteinen an.

Der Sori Nala, der den Kern der Zinda-Pir-Antiklinale durchfließt, kann möglicherweise erst zur Zeit der Ablagerung der ältesten Terrassen (Holozän), seinen Weg durch die Antiklinale gefunden haben. Im Bereich der westlichen Barthi-Synklinale sind im Satellitenbild Terrassenflächen zu erkennen, die sich in Südwest-Nordost Richtung erstrecken. Der Sori Nala könnte somit entlang dieser Richtung verlaufen sein, ehe er in die heutige Richtung umschwenkte. Diese scheinen mit dem Terrassensystem des Sanghar Lahar in Verbindung gestanden zu haben. Somit ist die Anlage des Sanghar Lahar älter als der heutige Flußverlauf des Sori Nala. Dies ist auch in der Breite des Flußbettes zu erkennen. Der Sori Nala verläuft in einem engen, schmalen, tief eingeschnittenem Tal. Während der Sanghar Lahar mäandrie-

rend in einem breiten Tal fließt. Zusätzlich können im Raum der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale im Bereich der Mündung des Sori Nala in die Indus Ebene keine Terrassen mit Quarzitgeröllen (Wüstenlack) beobachtet werden.

An der Mündung des Sori Nala in die Indus-Ebene auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale sind Terrassen zu erkennen, die weniger Quarzitgerölle enthalten als in den Terrassen, die an den anderen großen Flüssen angelegt sind und viel Quarzitgerölle enthalten. Hier scheint die Dauer der Schüttung in Abhängigkeit von der Anzahl der Quarzitgerölle in den Terrassen zu stehen.

Da sich auch die Streichrichtung der Middle Siwaliks im Bereich des Sori Nala von einer generellen Nord-Süd Richtung zu einer Südwest-Nordost Richtung südlich des Sori Nala bzw. Nordwest-Südost Richtung nördlich des Sori Nala ändert, kann davon ausgegangen werden, daß im Bereich des heutigen Sori Nala zur Zeit der Ablagerung der Middle Siwaliks (Pliozän) ein Bereich höherer Topographie ausgebildet hat. Dies stimmt mit den Beobachtungen aus der Zinda-Pir-Antiklinale überein, da hier durch eine tiefere Exhumation der Antiklinale der Beginn der Hebung früher einsetzte als in den nördlicheren Teilantiklinalen.

Im Bereich von Barthi und nördlich davon sind die Upper Siwaliks aufgeschlossen. Sie bilden hier eine Synklinale aus, die morphologisch in einer Stufe zu den Middle Siwaliks abfällt. Sie stehen westlich des Zinda-Pir-Antiklinoriums in ihrer größten Ausdehnung an und sind auch auf der Ostflanke aufgeschlossen. Im südlichsten Teil der Zinda-Pir-Antiklinale sind sie von Süden bis zum Vidor Nala aufgeschlossen und auch an der Mündung des Sanghar Lahar kann man sie im Satellitenbild erkennen. Diese Beobachtungen sind von besonderer Bedeutung, da sie Auskunft über den Beginn und den Verlauf der Hebung geben.

Die Flußterrassen auf der Ostflanke des Zinda-Pir-Antiklinoriums sind um bis zu 15° gekippt (Vidor Nala). Eine der ältesten und damit am höchsten gehobenen Terrassen befindet sich auf der Afi-Band-Antiklinale in ca. 800 m ü.NN Höhe, dies sind etwa 500 m über dem rezenten Fluß.

Obsequente und subsequente Flüsse an dip-slope Hängen (Isoklinalhänge) entstehen in Folge der hohen Erosion durch episodische Niederschläge. Dies führt zur Ausbildung von „flat-iron“ Strukturen, die im Satellitenbild sehr gut zu erkennen sind und ein wichtiges Entscheidungskriterium für das Einfallen der Gesteinseinheiten bietet (BERGER 1994).

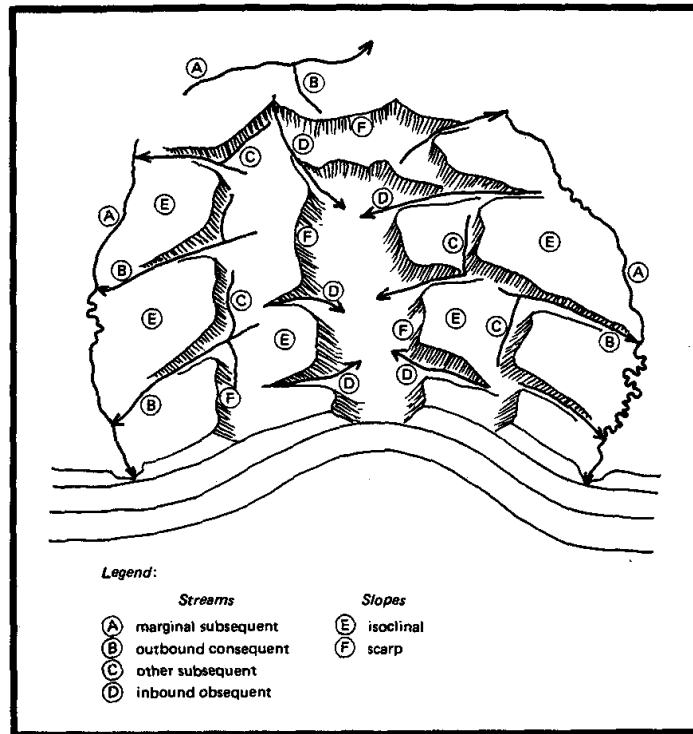


Abbildung 16: Durch Flüsse bestimmte Morphologie in Antiklinalstrukturen (BERGER 1994)

3.2.2 Relief Gebirge – Ebene

Ein Querprofil wie es COOKE & WARREN (1973) für die Übergangszone zwischen Gebirge und Ebene in ariden und semi-ariden Gebieten zeigen, ist auch auf das Arbeitsgebiet übertragbar. Wir finden vom gebirgigen Teil des Zinda-Pir-Antiklinoriums nach Osten hin anschließend das Pediment der Indus-Ebene. Es kann in die alluvialen Schuttfächer, die sich direkt am Gebirgsrand aus den Flußmündungen heraus ausbreiten und die weite alluviale Ebene, die sich bis zum Indus hin erstreckt unterteilt werden (Abb. 17).

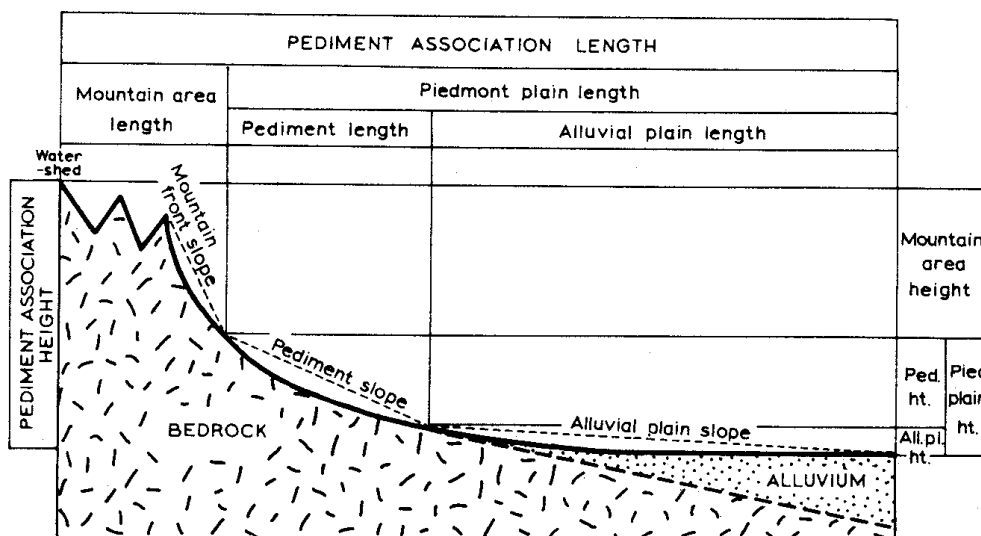


Abbildung 17: Morphologisches Querprofil für den Übergang Gebirge - Vorebene nach COOKE & WARREN (1973)

Erosive Prozesse haben große Teile des strukturellen Reliefs entfernt, so daß von einer Reliefumkehr gesprochen werden kann. Es besteht nach BERGER (1994) eine inverse Beziehung zwischen Struktur und Topographie. Diese Oberflächenausbildungen sind typisch für stark deformierte Strukturen, die durch Überschiebungen oder „wrench faults“ entstehen und sie geben Hinweis für Gebiete, die sehr lange Zeiten der Erosion und Denudation ausgesetzt sind.

Das morphologische Bild der Flußtäler (Belab Nala, u.a.) zeigt ähnlich ausgebildete Formen wie sie als Klusen im Juragebirge der Schweiz bekannt sind: die periodisch wasserführenden Flüsse haben durch die erosive Kraft des Wassers talausweitende Gebiete geschaffen, die sich jedoch an den harten, verwitterungsresistenten Kalksteinbänken der Schichtfolge zu schmalen, engen Taleinschnitten wieder verengen können.

3.2.3 Alluvial-Schutfächer und Pediment-System

Die alluvialen Schutfächer können im Satellitenbild in mehrere Systeme klassifiziert werden. Man erkennt zwei Systeme. Das erste, das in rotbraunen Farben direkt an den Talflanken der Flüsse liegt und im Gelände als Terrassenflächen gedeutet werden. Das zweite System ist durch hellviolette Farben im Satellitenbild zu erkennen. Es sind die Sedimentfächer, die direkt aus dem Gebirge in die Indus-Ebene münden. Sie bilden teilweise bis zum Indus reichende, weite, leicht geneigte ($< 7^\circ$) Flächen, die hier das Pediment (LOUIS & FISCHER 1979a, b) bilden.

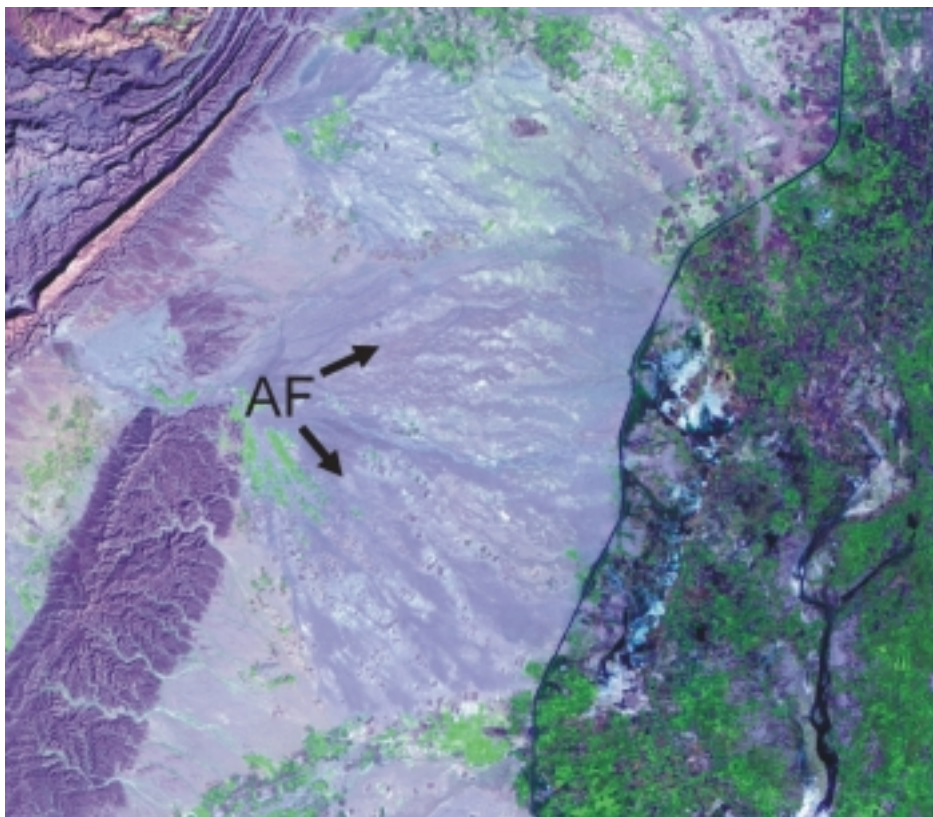


Abbildung 18: Alluvialer Schutfächer im Bereich der Indus-Ebene östlich der Zinda-Pir-Antiklinale (LANDSAT-TM-5 Bild, © BGR – EOSAT)

Diese Beobachtungen sind im Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums eine wichtige Methode auch die tektonischen Ereignisse (Deformation, Hebung) zu untersuchen.

Landschaftsmerkmale des Arbeitsgebietes sind Pedimente (Pediains) im östlichen Vorland des Zinda-Pir-Antiklinoriums, Schwemmkegel im Bereich von Flußmündungen in die Indus-Ebene, Badlands hauptsächlich in den Gebieten mit weichen anstehenden Gesteinen und Hänge mit grobem Schutt (Fig. 2). Die großen, antezedenten Flüsse entwässern nach Osten in den Indus hinein und bilden östlich des Zinda-Pir-Antiklinoriums Schwemmfächer aus, die die Pedimentfläche aufbauen. Diese Morphologie ist typisch für Gebirge in ariden bis semiariden Wüstenklimaten. Das Entwässerungsnetz ist geprägt von Trockenflüssen (Wadis). Nur die großen Flüsse wie Sanghar Lahar, Luni Lahar, Sori Nala und Sakhi-Sarwar Nala führen längerfristig Wasser. Die Erosions- und Transportleistung der Flüsse ist trotzdem sehr hoch.

3.2.4 Verwitterung

Mechanische Verwitterung wie thermischer Effekt, Frostsprengung, Salzsprengung (COOKE & WARREN 1973), Blockzerfall und chemische Verwitterung (z.B. Wollsackverwitterung, AHNERT 1996) führen zu Saprolithbildungen (verwitterte Gesteinszone, bis zu ca. 0,5 m Mächtigkeiten), die insbesondere auf den Gesteinen der eozänen Tonsteine als auch auf den Sedimenten der Siwalik-Gruppe zu beobachten sind.

Durch die hohe Erosionsleistung und durch die klimatischen Verhältnisse sind Bodenbildungen kaum entwickelt, so daß in weiten Teilen des Arbeitsgebietes das Gestein an der Erdoberfläche ansteht.

Auf den Geröllen der Flußterrassen können je nach Gesteinstyp und Exposition Verwitterungsrinden auftreten. Der Eisen- und Mangengehalt der Gesteine gibt ihnen eine dunkle mattglänzende Färbung, die als Wüstenlack bezeichnet wird (AHNERT 1996). Sie spielen bei der Auswertung und Interpretation der Satellitenbilder eine entscheidende Rolle (siehe auch Abb. 16).

3.3 Stratigraphie

Während der Geländearbeiten wurden wesentliche Teilbereiche der lithologischen Einheiten des Arbeitsgebietes verifiziert und bearbeitet. Dabei wurden hauptsächlich die jungen und jüngsten Sedimente des Miozäns bis Pleistozäns (Siwalik-Gruppe) untersucht. Entlang von Teilprofilen konnten die lithologischen und sedimentologischen Charakteristika dieser Sedimente herausgearbeitet werden (APEL 1997, MÖHLMANN 1997, RAMIN 1997, WOHLBEREDT 1997, LANG 1998, GIESE 1999, KAISER 1999). Mit Hilfe der Literatur wurden die Einheiten des Arbeitsgebietes mit schon bekannten Daten verglichen. Bezüglich der geologischen Kartierung konnte eine höhere Genauigkeit als bei den bisher bekannten Darstellungen von WAHEEDUDDIN (1986 a, b) erreicht werden.

Daten von den vier Bohrungen Rhodo-2, Afi-Band-1, Zinda-Pir-1 und Sakhi-Sarwar-1 im Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums wurden uns freundlicherweise vom BGR / HDIP Datenpool zur Verfügung gestellt.

Es handelt sich hierbei um die Mächtigkeiten der oberjurassischen bis jungtertiären Einheiten. Neben den geographischen Koordinaten sind die Seehöhe der Bohrung, die Bohrtiefe und die Mächtigkeiten der einzelnen Einheiten bekannt. Die oligozänen bis pleistozänen Einheiten, die für uns von besonderem Interesse sind, sind nur in der Bohrung Sakhi-Sarwar-1 erbohrt worden. Somit sind insbesondere die Mächtigkeiten mit den Geländebeobachtungen nicht eindeutig vergleichbar, da eine Korrelation der Bohrungen untereinander nicht möglich ist (Abb. 19).

Die stratigraphische Nomenklatur Pakistans wurde 1962 vom Stratigraphic Committee of Pakistan (DAY et al. 1962) überarbeitet. Da in der vorliegenden Arbeit zum Teil noch die alten Bezeichnungen für die Schichtfolge verwendet wird bzw. die stratigraphische Nomenklatur für das westliche Pakistan noch nicht vollständig formalisiert wurde, bezeichnen die Benennung in Klammern die überarbeiteten Namen.

Im weiteren werden die Einheiten in ihren Besonderheiten beschrieben. Detaillierte Beschreibungen sind bei EAMES (1951 a, b), WILLIAMS (1959), HEMPHILL et al. (1973), SHAH (1977) und PORTH & RAZA (1990 a, b) sowie in den Arbeiten von APEL (1997), MÖHLMANN (1997), RAMIN (1997), WOHLBEREDT (1997) und LANG (1998a, b) zu finden.

Gewöhnlich erschweren Verwitterungskrusten auf den weichen Gesteinseinheiten und hohe Erosionsraten die lithologische Beschreibung der Gesteine.

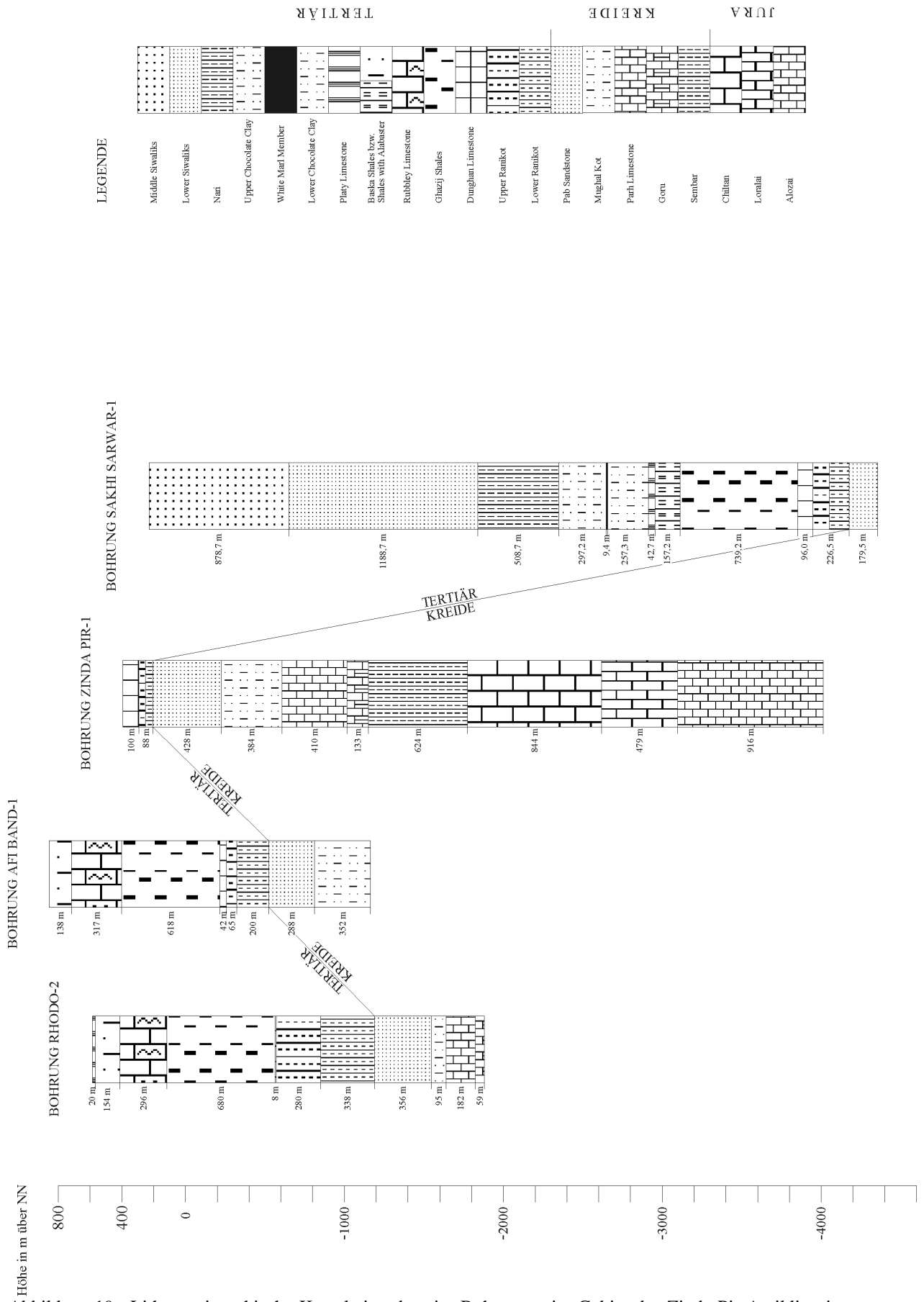


Abbildung 19: Lithostratigraphische Korrelation der vier Bohrungen im Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums (BGR / HDIP Datenpool)

3.3.1 Pab Sandstone

Der Pab Sandstone (WILLIAMS 1959, HUNTING SURVEY CORP. 1960) bildet die älteste Einheit im Arbeitsgebiet. Er ist in die oberste Kreide zu stellen (SHAH 1977). Der markante helle und quarzreiche Sandstein ist nur entlang der Westflanke der Barthi- und der Baghal-Chur-Synklinalen aufgeschlossen (Fig. 16, 17). Er bildet hier die lithologische Grenze des Arbeitsgebietes zur Sulaiman Range. Die Gesamtmächtigkeit wird von SHAH (1977) und BENDER & RAZA (1995) mit 240 bis 600 m angegeben.

In den Flüssen, die das Zinda-Pir-Antiklinorium sowie die Barthi-Synklinale durchfließen ist der Pab Sandstone als helles Geröll im Flußbett zu erkennen. Diese Gerölle haben ein Durchmesser im dm bis m Bereich und sind auch auf der Ostseite des Zinda-Pir-Antiklinalen zu finden. Teilweise wurden Quarzkomponenten von >1 cm beobachtet. Innerhalb der einzelnen Bänke sind Schrägschichtungskörper zu beobachten (Fig. 17). Das von EAMES (1951 a) geforderte Vorkommen des Pab Sandstone im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale im Bereich des Sori Nala kann nicht bestätigt werden. Vielmehr scheint es fraglich, ob die Faziesbedingungen hier und an der Lokation am Rakhi Nala dieselben sind. Aus Literaturdaten sind auch Sandsteine in paläozänen Einheiten bekannt (EAMES 1951 a, SHAH 1977, PORTH & RAZA 1990 b), daher bleibt die Lösung dieser Frage offen.

3.3.2 Ranikot Formation

Die paläozänen Einheiten der Kirthar- und Sulaiman Range sind als Ranikot Formation zusammengefaßt. Kalkstein ist die dominante lithologische Einheit in weiten Teilen des Unteren Indus Beckens. Nach VREDENBURG (1909) und BLANFORD (1876) wird die Ranikot Formation in Lower Ranikot (Sandstein) und Upper Ranikot (Kalkstein) unterteilt. Nach SHAH (1977) beträgt die Gesamtmächtigkeit der Ranikot Formation in der Kirthar-Range 540 bis 660 m. In der Sulaiman Range ist wegen der schlechten paläozänen Aufschlußverhältnisse nur eine geringe Verbreitung nachgewiesen. Im Arbeitsgebiet kann nur ein Vorkommen im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale nachgewiesen werden. Hier haben Vorgängerarbeiten (EAMES 1951 a, b, WAHEDUDDIN 1986) Pab Sandstone beschrieben, der jedoch nicht im Gelände verifiziert werden konnte.

3.3.3 Dunghan Limestone

Der Dunghan Limestone (OLDHAM 1891, WILLIAMS 1959, CHEEMA et al. 1977, KAZMI 1988) ist ein grauer bis dunkelgrauer, dickbankiger und feinkörniger Kalkstein. An Fossilien können Algen, Foraminiferen (Fig. 19), Korallen, Muscheln und Gastropoden gefunden werden (HEMPHILL et al. 1973). Er bildet den zentralen Bereich des Zinda-Pir-Antiklinalen zwischen Mahoi Nala im Norden und Vidor Nala im Süden. Im Bereich des Belab Nala wird der Dunghan Limestone in einem Steinbruch abgebaut und im Zementwerk D.G. Khan weiterverarbeitet.

Der Kontakt zum hangenden Ghazij Shale ist deutlich und konkordant. Die Gesamtmächtigkeit beträgt nach SHAH (1977) und BENDER & RAZA (1995) 100 bis 600m.

3.3.4 Ghazij Shale

Der obere Teil der Ghazij Shales (OLDHAM 1890, WILLIAMS 1959, SHAH 1977) besteht aus weichen Tonschiefern, die dunkel graue Farben haben. Gipsbänke von einigen cm Mächtigkeit sind zwischengeschaltet. Sie treten als markante kleine Rippen hervor, da die Tonschiefer sehr leicht verwittern (Fig. 21).

Der Übergang zum Green und Nodular Shale ist graduell. Beide Einheiten zeigen ähnliche morphologische Ausprägungen, so daß eine Unterscheidung im Gelände nicht immer klar als Grenze definiert werden kann. Eine Hilfe ist der farbliche Wechsel von dunklen grauen zu helleren grünlichen Farben.

Die Mächtigkeit des Ghazij Shales wird mit 160 bis 1.300 m angegeben (SHAH 1977).

3.3.5 Green und Nodular Shale

Der Green und Nodular Shale ist eine Abfolge von grünen bis grauen kleinstückig verwitternden Tonsteinen und geknollten helleren Kalksteinbänken. Diese Einheit ist sehr reich an Fossilien. Es können hauptsächlich Foraminiferen (Nummuliten), Muscheln und Gastropoden nachgewiesen werden. Dabei sind sowohl im Schutt als auch in den Kalksteinbänken Nummuliten von 1-2 cm Durchmesser zu finden. Morphologisch tritt der Green und Nodular Shale wie der Ghazij Shale als kuppiges, stark erodiertes Gelände in Erscheinung (Fig. 13).

3.3.6 Rubbly Limestone

Die Einheit des Rubbly Limestone besteht aus bis zu 8 Kalksteinbänken, die jeweils eine maximale Mächtigkeit von ca. 3 m aufweisen. Die Kalksteine sind geknollt und fossilreich (Fig. 22, 23). Zwischen den einzelnen Kalksteinbänken sind weichere Tonsteinlagen geschaltet. Dadurch wittern die Kalksteinbänke stark heraus und bilden teilweise markante Isoklinalhänge. Im südlichen Bereich der Zinda-Pir-Antiklinale ist diese Einheit tektonisch stark beeinflußt. Die Mächtigkeit kann durch tektonische Vervielfachung der Einheit zunehmen. Da die Kalksteinbänke zu drei typischen Gruppen zusammengefaßt werden können (Bank A, B, C, D, Bank E, F, Bank G, H), ist eine Untergliederung schon im Gelände möglich (Fig. 23). Die ungestörte Mächtigkeit beträgt 270 bis 320 m.

3.3.7 Shales with Alabaster

Die Shales with Alabaster sind durch helle Gipsbänke mit bis zu 3 m Mächtigkeit und dunkle grünbraune tonigen Schichten gekennzeichnet (Fig. 24, 25). Die Gipsbänke können gefaltet sein, da sie inkompetent gegenüber den Kalksteinbänken von Rubbly Limestone und Platy Limestone reagieren. Daher können in dieser Einheit Faltenbilder beobachtet werden, die nicht in die übergeordnete Tektonik zu passen scheinen. Die Mächtigkeit beträgt 130 bis 160 m.

3.3.8 Platy Limestone und *Assilina* Bed (Habib Rahi Limestone Member)

Der Platy Limestone ist zusammen mit dem *Assilina* Bed Teil des Habib Rahi Limestone Members (TAINSH et al. 1959, MEISSNER & RAHMAN 1973, HEMPHILL et al. 1973). Die erste kompakte Bank im Liegenden ist mergelig und z. T. sehr massig. Sie ist hell braun bis grünlich und besteht überwiegend aus Nummuliten der Gattung *Assilina*. Es ist eine Wechsellagerung aus gut gebankten mikritischen verkieselten Kalksteinen und mergeligen Tonsteinen sowie karbonatischen Siltsteinen. In einigen Bänken ist in der unteren Hälfte ein schwarzes kieseliges Band mit welligen Ober- und Unterseiten erkennbar, welches scharfe Übergänge zum Kalkstein zeigt. Korngrößen sind in diesem Band nicht zu erkennen. Oft befindet sich am Top eines solchen Bandes eine siltige Lage, in der eine feine Lamination erkennbar ist, jedoch nur dort, wo das Gestein nicht verkieselt ist.

Die Bankmächtigkeiten schwanken von 2-30 cm in den Kalksteinen und 2-4 cm in den Ton- / Siltsteinbändern. Sie sind lateral gut zu verfolgen, da sie einen verwitterungsresistenten Kamm im Gelände bilden (Fig. 26, 27).

Die Farbe des Kalksteines ist im frischen Anschlag hellgrau bis weiß. Im verwitterten Zustand ist er bräunlich. Mergeligen Schichten sind im unteren Bereich grau und werden zum Hangenden bläulichgrau. Hier nimmt der Anteil der tonig / siltigen Schichten zu. Im Gelände bildet der Platy Limestone aufgrund seiner relativen Härte Rücken und Berge aus.

Der Platy Limestone geht graduell über in die tonigen Schichten des Lower Chocolate Clay. Die Mächtigkeit ist 20 bis 45 m.

3.3.9 Lower Chocolate Clay (Domanda Shale Member)

Der Lower Chocolate Clay (EAMES 1951, HEMPHILL et al. 1973, CHEEMA et al. 1977, SHAH 1977, PORTH & RAZA 1990b) besteht aus dunkel braunen und grünlich grauen Tönen, teilweise auch schokoladenbraun, die Foraminiferen enthalten können. HEMPHILL et al. (1973) beschreiben auch Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermaten.

Im Übergangsbereich vom Platy Limestone ist der Lower Chocolate Clay zum Teil stark karbonatisch. Der Ton hat aufgrund wechselnder Eisen-Anteile teilweise einen bräunlich roten oder schwarzen Überzug. Er ist besonders im Liegenden der Einheit weich und tiefgründig verwittert.

Die Bankmächtigkeiten betragen 5-50 cm. An Kluffflächen kommt es zu Gips- und Schwefelausblühungen, die fleckenartig verteilt sind.

In den höheren Abschnitten dieser Folge bilden sich einige härtere Kalksteinbänke heraus, die mit disartikulierten Muscheln und Schill angereichert sind. Fossilien sind nur in diesen Kalksteinbänken zu finden. Es handelt sich dabei ausschließlich um marine Fossilien wie austernartige Muscheln und Seeigelstacheln sowie Crinoiden und Großforaminiferen. Diese Beobachtung wird von HEMPHILL et al. (1973), die ebenfalls Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermaten fanden, bestätigt. Aufgrund des hohen Karbonatanteils und der dadurch bedingten höheren Verwitterungsresistenz bilden diese Kalksteinbänke in der Morphologie oft Hügel. Sonst bildet der Lower Chocolate Clay weite Hänge und Täler aus. Der

Übergang zur Einheit des White Marl Member ist graduell (Fig. 28). Die Mächtigkeit beträgt etwa 260 m.

3.3.10 White Marl Member (Pir Koh Limestone Member)

Das White Marl Member (EAMES 1951 a, b, CHEEMA et al. 1977, SHAH 1977) ist im frischen Bruch ein dunkelgraues fast schwarzes, karbonatisches Sediment mit einem hohen C_{org} - Anteil. Im angewitterten Zustand ist das Member weiß. Es ist relativ fossilreich. Gefunden wurden Muscheln und Foraminiferen in verschiedenen Größen. Im unteren Bereich besteht es aus einer Wechsellagerung von hellgrauen karbonatischen Tonsteinen und geringmächtigen gutgebankten Kalksteinen, die lateral gut zu verfolgen sind. In den Tonsteinen kommen vereinzelt Muscheln vor. Die Kalksteine haben einen geringen Tonanteil.

Die Tonsteinhorizonte sind feinlaminiert und an der Basis bis zu 30 cm mächtig. Am Top dieses Members reduziert sich die Mächtigkeit dieser Tonsteine auf wenige cm. Die völlig eben gebankten Kalksteinbänke haben an der Basis eine Mächtigkeit von wenigen 10-er cm bis hin zu 150 cm am Top.

Das White Marl Member bildet markante Kämme im Gelände und ist über weite Entfernungen, insbesondere aufgrund der hellen Farbe, gut zu verfolgen. Im Bereich der Ostflanke des Antiklinoriums ist das White Marl Member durch eine west-vergente Überschiebung verdoppelt oder verdreifacht (Fig. 52). Die ungestörte Mächtigkeit liegt bei 10 bis 25 m.

3.3.11 Upper Chocolate Clay (Drazinda Shale Member)

Markantestes Merkmal des Upper Chocolate Clay ist eine Abfolge monotoner, graugrüner und blaugrauer Tonsteine, in denen durchgängig Kalksteinbänke mit einer Mächtigkeit zwischen 10-25 cm eingeschaltet sind. Es kommen wenige Fossilien (Muscheln und Foraminiferen) vor (EAMES 1951 a, b). In den blaugrauen Lagen ist der Upper Chocolate Clay karbonatisch. In schichtgebundenen Kalkkonkretionen befinden sich zum Teil Fossilien. Es wurde u.a. ein etwa 30 cm langer Fisch gefunden (RAMIN 1997). Der Übergang zur Nari Formation ist scharf. Die letzte Bank der ca. 300 m mächtigen Einheit hat am Top eine Eisenkruste, die von einem Trockenfallen zeugen mag (Fig. 30).

3.3.12 Nari Formation (Chitarwata Formation)

Diese Formation (BLANFORD 1876, WILLIAMS 1959) umfaßt eine Wechsellagerung von Silt- und Feinsandsteinen mit eingelagerten Tonsteinlagen. Die Gesteine sind karbonatfrei. Die Feinsandsteine bzw. Siltsteine weisen eine gelbliche Farbe auf, oft sind rötliche Schlieren zu erkennen.

Die Bankmächtigkeiten liegen bei den Feinsand- und Siltsteinen um 2 m, bei den Tonsteinlagen zwischen 0,7-1 m. Ein "coarsing upwards" (RADIES et al. 1998) ist häufig innerhalb der klastischen Bänke zu beobachten. Im oberen Bereich der Formation ist zudem Schrägschichtung zu sehen. Weiterhin treten vermehrt Eisenkrusten auf den Bankoberseiten in Erscheinung. Ein besonderes Merkmal dieser Formation sind die rötlichen, bioturbaten Bereiche am Top der Sandsteinbänke. Die Bioturbation verdichtet sich zur Bankoberseite. Ban-

kintern sind Kappungshorizonte zu erkennen, an denen die bioturbaten Bereiche geradlinig abgeschnitten wurden. Meistens befinden sich die Kappungshorizonte ca. 30 cm unterhalb der Bankoberseite.

Dünne Kohlelagen mit 3-4 cm Mächtigkeit kommen im oberen Bereich dieser Formation vor. Die Kohle liegt einem Siltstein auf und wird nach oben von einem hellgrauen Tonstein begrenzt, in dem sich Gipskristalle und Schwefelausblühungen gebildet haben.

Die Grenze zur folgenden Formation, den Lower Siwaliks, ist deutlich ausgebildet, indem hier ein Konglomerat erosiv in die Nari Formation einschneidet.

3.3.13 Lower Siwaliks (Vihowa Formation)

Die Lower Siwaliks (Fig. 31, 32) sind die heterogenste Einheit der Siwalik-Gruppe (OLDHAM 1891, CHEEMA et al. 1977) und hat eine Mächtigkeit von ca. 550 m. Diese Einheit läßt sich nach MÖHLMANN (1998) in drei Untereinheiten gliedern, welche im folgenden bezeichnet werden als:

- graurote Wechselfolge (GRWF) im Hangenden,
- rote Folge (RF),
- braune Folge (BF) im Liegenden.

Die etwa 90 m mächtige BF wird von Sandsteinen dominiert, wobei zwei mächtige (ca. 18 m und 9 m) braune Bänke besonders hervortreten. Die Basis der ersten Bank stellt mit erosivem Kontakt die Grenze zur Nari Formation dar. Diese beiden kompakten, sehr homogenen Feinsandsteine bilden durch ihre Verwitterungsresistenz deutliche Kammlinien, wobei die zweite Bank mit den darauffolgenden den Hauptkamm der Lower Siwaliks formt. Die erste Bank der Siwaliks zeigt im Gegensatz zur Nari Formation erstmals große Schrägschichtungskörper, welche in dem homogenen Material, hauptsächlich Quarzkörnern in einer braunen Matrix, z.T. nur undeutlich zu erkennen sind.

Die RF beginnt auch mit Sandsteinen, wird aber in weiten Teilen von roten und orangen Ton- und Siltsteinen dominiert. Sie ist etwa 110 m mächtig und ist morphologisch als Tal ausgeprägt.

Die Sandsteine nehmen mit mehr als 30 m den unteren Teil der RF ein. Es sind zumeist Mittelsandsteine mit fein- und grobsandigen Abschnitten und Quarz als Hauptkomponente. Sie unterscheiden sich von den Sandsteinen der BF durch ihre z.T. stark knollige Ausbildung und geringere Verwitterungsresistenz und durch ihre fleckige Färbung und die mehr oder weniger große Anzahl von Spurenfossilien. Auch sind die Sandsteine nur undeutlich gebankt und gehen ineinander über, wobei die einzelnen Abschnitte sich durch die unterschiedliche Verwitterung, die Anzahl der Spurenfossilien und nur zum Teil durch Korngrößenunterschiede voneinander abgrenzen. In jedem Abschnitt können mehrere Schüttungsereignisse liegen, die durch Schrägschichtungen zu erkennen sind. Obwohl keiner der Sandsteine karbonatisch ist, sind die knolligen Partien stärker zementiert und somit verwitterungsbeständiger, während die weicheren Partien stärker bioturbat sind. Die Bioturbation ist auch für die Farbe der Sandsteine maßgeblich.

Mit der ersten grauen Sandsteinbank beginnt die GRWF. Hier wechseln sich graue Sandsteine mit roten Tonstein- und Siltsteinhorizonten ab. Die GRWF ist etwa 150 m mächtig und formt insgesamt einen Geländeanstieg von der RF bis zur Grenze der Lower zu den Middle Siwaliks.

Das Einsetzen der grauen Sandsteine ist lithologisch eine sehr markante Grenze. Trotzdem ist die GRWF bei dieser Kartierung, aufgrund der roten Horizonte, zu den Lower Siwaliks hinzugenommen worden. Diese Rothorizonte zeigen nicht nur die lithologische und sedimentologische Verbindung mit der RF, sondern sind auch gute Markerhorizonte. Sie sind auf West- und Ostseite des Kartiergebietes gut korrelierbar und da sie in dieser Landschaft deutliche morphologische Einschnitte bilden, sind sie auf Luft- und Satellitenbildern weit darüber hinaus zu verfolgen.

Die roten Horizonte sind teilweise Tonsteine, überwiegend jedoch Siltsteine mit einem zum Hangenden zunehmenden Feinsandanteil. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 5 m und 10 m, wobei sie durch Sandsteinpakete von 5 m bis 30 m Mächtigkeit unterbrochen werden. Lithologisch entsprechen sie den roten Ton- und Siltsteinen der RF. Die grauen und z.T. grau-grünen Sandsteine sind fein- bis mittelsandig mit einigen feinkiesigen Lagen. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz neben dem Hellglimmer, Biotit, Chlorit und opake Körner häufig vorkommen. Sie sind stets karbonatisch. In den feinkiesigen Lagen sind viele Sedimentgerölle (graue Tonsteine und Sandsteine), Radiolarite, schwarze Gerölle (Basalt?), Kalkgerölle (z. T. mit Foraminiferen) und Quarz zu finden. Pflanzenreste sind sowohl in Lagen angereichert als auch vereinzelt mit eingebettet. Das heute inkohlte Material ist in einer großen Schrägschichtung eingeregelt, wobei an ganzen Stämmen (bis über 1 m lang) annähernd eine Nord-Süd-Strömungsrichtung zu erkennen ist. Die foresets der Schrägschichtung dominieren gegenüber der Schichtung, die nur undeutlich innerhalb der Sandsteinpakete zu erkennen ist. Teilweise werden die Foresets noch von einer knolligen Verwitterung überlagert, wobei die Knollen eine bräunliche Farbe haben. Zum Hangenden der Sandsteinpakete sind häufig rote Tonsteine zu Geröllen aufgearbeitet und an der Basis neuer Foresets zu finden. Diese mit rotem Ton gefüllten Spuren können bis zu 6 m unter diese Hangendgrenze vorkommen. Der Übergang zu den Rothorizonten ist sowohl in der Korngröße als auch in der Farbe graduell und vollzieht sich über etwa 1 m. Auf einen Rothorizont folgt mit erosiver Basis das nächste Sandsteinpaket, wobei das Gelände von Sandstein zu Sandstein bis zum ersten Kamm der nach dem letzten Rothorizont beginnenden Middle Siwaliks ansteigt.

Die Lower Siwaliks sind lithologisch die heterogenste Einheit der Siwaliks und auch morphologisch sehr prägend. Die unterschiedlichen Sand-, Silt- und Tonsteine formen die drei Untereinheiten.

Bei Garm Ab ("heißes Wasser") entspringt in den Lower Siwaliks eine heiße Quelle. Das etwa 30° C bis 40° C heiße Wasser tritt am Rand des Flußbettes an zwei Stellen aus dem Gestein und dem Boden aus. Diese Beobachtung wird im Kap. 3.7 im Zusammenhang mit der aktiven Tektonik des Störungssystems diskutiert.

3.3.14 Middle Siwaliks (Litra Formation)

Die Middle Siwaliks können nach RAMIN (1997) in einen unteren (lower part) und einen oberen Teil (oberer Teil) untergliedert werden.

Im unteren Teil sind graue kompetente Sandsteine und weichere rote Ton-/Silthorizonte wechselgelagert. Häufungen von Geröllagen und Mikrokonglomeraten in den Sandsteinen, sowie Anreicherungen von dunklen Mineralen (Schwerminerale) grenzen diese Kartiereinheit zusätzlich zur Farbe von den Lower Siwaliks deutlich ab.

Die Middle Siwaliks beginnen mit dem Einsetzen der ersten mächtigen grauen Sandsteinbank. Darauf folgt eine Abfolge von Wechsellagerungen von grauen Sandsteinen mit Rothorizonten, meist aufgearbeitete Calcrete-Horizonte, von rund 700 m Mächtigkeit.

Die Sandsteine haben ein Korngrößenspektrum von feinsandig bis hin zu grobsandig, vereinzelt auch kiesig. Der Mineralbestand ist fast ausschließlich Quarz und Kalzit, untergeordnet kommen Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Plagioklas und Orthoklas vor. Die Matrix ist fast ausschließlich karbonatisch, der Sandstein ist korngestützt.

In Konglomeraten, die in der gesamte Abfolge immer wieder eingeschaltet sind, werden größere Komponenten, bis hin zur Korngröße kiesig, abgelagert. Sie bestehen aus gut gerundeten Radiolariten, Basalten, Kalksteinen, aufgearbeitete Lower und Middle Siwaliks, sowie Tonsteingeröllern.

Die Spuren von Bioturbation sind in Form von farbigen Strukturen in einigen Sandsteinen nachgezeichnet. Hier wurden Durchwurzelungsgänge von Pflanzen mit eisenreicherem Sediment gefüllt, was sich heute im angewitterten Zustand durch rötliche Zonen im grauen Gestein abzeichnet. Nicht in allen Bänken ist Bioturbation überliefert. Andere Fossilien oder Spuren wurden in der gesamten Abfolge der Middle Siwaliks (lower part) nicht gefunden.

Auffällig sind langgestreckte rot herauswitternde Abschnitte in den grauen Sandsteinen. Diese können Ausmaße bis zu 40 m Länge und 50 cm Höhe erreichen. Die Bankmächtigkeiten reichen von wenigen m bis hin zu 30 m. Allerdings kann die Mächtigkeit einzelner Bänke auch Schwankungen von bis zu zehn Metern unterliegen. Interne Schichtung ist nur in Form von Schrägschichtung vorhanden, die ebenfalls wechselnde Größen haben kann. Je nach Wassertiefe reicht diese von wenige Zentimetern bis hin zu vier Metern. Sie wird oft von dunklen Mineralen (Schwermineralen) nachgezeichnet. In den Konglomeraten sind die größeren Komponenten in der Schrägschichtung eingeregelt.

Die Middle Siwaliks sind im angewitterten Zustand grau, im frischen Bruch etwas heller. Sie verwittern in rundlichen Formen, z.T. mit schaligem Abplatzen.

Die Rothorizonte der Middle Siwaliks bestehen zum überwiegenden Teil aus Silten. Vereinzelt sind auch Tonsteine eingeschaltet. Größere Komponenten werden fast nie gefunden. Der Mineralgehalt in diesen Horizonten ist vergleichbar mit dem der grauen Horizonte, wenn auch mehr Kalzit und weniger Schwerminerale vorkommen.

Die Bankmächtigkeiten reichen hier von einem Meter bis zu 20 Metern. Wieviel von den einzelnen Bänken allerdings schon kurz nach der Entstehung wieder erodiert wurde läßt sich heute nicht mehr belegen. Viele der Rothorizonte haben eine erosive Hangendgrenze. Sie lassen sich lateral im Gelände und auf Luft- und Satellitenbildern gut verfolgen. Ihre Mächtigkeit kann sehr schwanken. Teilweise keilen Rothorizonte innerhalb von 50 Metern aus und setzen nach kurzer Strecke erneut wieder ein. Interne Schichtung ist nur in Form von Schrägschichtung in den umgelagerten Calcret-Horizonten zu finden. Calcret-Horizonte, die nicht umgelagert sind weisen keine Schichtung auf. Allerdings gibt es in diesen Paläosolen

Harnischstrukturen, die etwa fingernagelgroß sind und auf einen Wechsel von Durchfeuchtung und Austrocknung, also ein quellen und schrumpfen, hinweisen.

Ehemalige Wurzelgänge werden durch weiße kalzitreiche "Schlieren" nachgezeichnet. Sie sind die einzige Art von Bioturbation, die in diesen Horizonten gefunden wurde. Diese feinkörnigeren Sedimente der Middle Siwaliks (lower part) lassen sich über mehrere Kilometer im Gelände und auf Luftbildern verfolgen, wenn auch zum Teil ihre Mächtigkeit sehr schwanken kann.

Der obere Teil der Middle Siwaliks (oberer Teil) ist eine monotone Abfolge von klastischen Sedimenten. Hauptsächlich handelt es sich dabei um graue Sandsteine, in denen nur vereinzelt tonig bis siltige Rothorizonte zwischengelagert sind.

Die Sandsteine der Korngröße feinsandig bis mittelsandig enthalten überwiegend Quarz, zudem sind mafische Minerale, Muscovit und Biotit recht häufig. Die schlecht gerundeten Körner befinden sich in einer karbonatischen Matrix. Frisch sind die Sandsteine von hellgrauer, angewittert von gelblichgrauer Farbe. Ein markantes Merkmal sind die stärker herauswitternden, rötlichen Verwitterungstreifen, mit einem erhöhten Karbonatgehalt. Der Sandstein ist aufgrund des wechselnden Karbonatgehaltes unterschiedlich hart und verwittert oft in rundlichen Formen oder durch schaliges Abplatzen.

Die Bankmächtigkeiten reichen von wenigen Metern bis zu mehreren 10er Metern. Bankinterne Strukturen werden durch Schrägschichtung dominiert, eine Schichtung ist kaum oder nur sehr undeutlich zu erkennen. Vielfach wird die Schrägschichtung, deren foresets (Leeblätter) sich von wenigen dm bis zu mehreren Metern erstrecken, von mafischen Mineralen oder von kleinen Geröllen nachgezeichnet. Die Gerölle sind entweder vereinzelt sedimentiert oder in Lagen als Mikrokonglomerate angeordnet und weisen Durchmesser bis zu 4 cm auf. Hauptkomponenten dieser mäßig bis gut gerundeten Gerölle sind Sandsteine, Quarzite, Radiolarite, Basalte, weniger häufig sind Kalksteine, Granite sowie metamorphe Gesteine.

Fossilien wurden nur in Form von zum Teil verkohlten Holzresten gefunden, die ebenfalls der Schrägschichtung nach ausgerichtet sind. Die Länge des gefundenen Holzes, wobei es sich ausschließlich um erhaltene Äste oder Stämme handelt, kann dabei bis zu 100 cm betragen. Der die kohlige Substanz umgebende Sandstein ist meistens wenige cm saumartig rostbraun verfärbt. Gelegentlich sind schwach bioturbate Bereiche in Form von verzweigten Gängen zu beobachten. Die Spuren, welche Durchwurzelungsstrukturen sehr ähneln, befinden sich am Top der Sandsteinbänke und ragen senkrecht einige cm in diese hinein.

Die graue, monotone Abfolge der Sandsteine wird gelegentlich durch weiche, tonig-siltige Rothorizonte unterbrochen. Der Siltanteil setzt sich überwiegend aus Quarzkörnern und mafischen Mineralen zusammen, die Matrix ist schwach karbonatisch. Das Gestein ist frisch von braungrauer Farbe und verwittert etwas heller. Diese Rothorizonte sind nur von geringer lateraler Ausdehnung, keilen oft nach kurzer Distanz wieder aus. Die Mächtigkeiten betragen bis zu 3 m. Die zuvor beschriebenen, grauen Sandsteine gehen innerhalb weniger dm graduell in die Rothorizonte über. Wie bei den Sandsteinen ist auch bei den Rothorizonten, bis auf vereinzelte Siltanreicherungen, keine deutliche Schichtung zu erkennen. Für die Rothorizonte in den Middle Siwaliks (oberer Teil) ist ein erosives Top charakteristisch, dabei greifen die grauen Sandsteine nicht nur in Form von Rinnen in die Unterlage ein, sondern es entstanden auch keilförmige und sackartige Strukturen. Seltener sind tief aufgearbeitete

"channel" zu erkennen, die zum einen aus intraformationellen Sandsteingeröllen der Hangenden Schichten und zum anderen aus tonig- siltigem Gestein bestehen.

Die Basis der Middle Siwaliks (oberer Teil) wird von uns an die Oberfläche des letzten, mächtigen und weiträumig aushaltenden, kartierten Rothorizonts gelegt. Die Hangendgrenze der Formation wird mit dem erneuten Einsetzen des ersten mächtigen Rothorizonts der Übergangszone markiert. Die Middle Siwaliks haben eine Gesamtmächtigkeit von 1375 m.

3.3.15 Transitionzone

Zwischen den Middle Siwaliks und den Upper Siwaliks ist ein Bereich ausgebildet, der weder mit der einen noch der anderen Formation lithologisch zu vergleichen ist (RAMIN 1997, MÖHLMANN 1998). Zwar weist sie in etwa die gleiche monotone Abfolge auf, aber sowohl z.B. in der Gestaltung der Zusammensetzung ihrer Gesteinstypen als auch ihrer Farbe, sind deutliche Unterschiede festzustellen. Der periodische Wechsel von rotbraunen Silt- und Tonsteinen mit überwiegend hellgrauen Sandsteinen, charakterisiert die Lithologie dieser Formation des Kartiergebietes.

In der Transitionzone (Dhok Pathan Formation, BLANFORD 1876, GRIESBACH 1884) sind die Sandsteine die am häufigsten vorkommenden Gesteine. Ihre Korngrößen liegen überwiegend im Fein- bis Mittelsandbereich und haben somit psammitischen Charakter.

Quarz ist das dominierende Mineral in diesem Gestein. Andere Minerale wie Feldspäte, Glimmer und andere mafische Minerale, nehmen eher untergeordnete Rollen ein. Die Glimmer kommen weit weniger ausgeprägt vor als in den Sandsteinen der Upper Siwaliks, weisen aber auch Variabilitäten in der Art ihres Auftretens auf (WOHLBEREDT 1997). Die größte Anzahl der Sandsteinbänke besitzt keinerlei Glimmervorkommen. Wenn Glimmer vorhanden sind, liegen sie in geringer Anzahl im Sediment verteilt oder gehäuft in Lagen vor. In den Bereichen, in denen die Glimmer in Lagen vorkommen, sind die Sandsteinbänke gestreift.

Die Matrix besteht fast aus 100 % Karbonat und die Gesteine sind generell schlecht sortiert. Abgesehen von den Glimmermineralen besitzen die Komponenten der Sandsteine der Transitionzone einen mittelmäßig bis schlechten Zurundungsgrad. Eine Tendenz zu einer spezifischen Orientierung der Komponenten ist nicht vorhanden. Eine Ausnahme bilden hier die Glimmerminerale, welche eine bestimmte Orientierung im Sediment aufweisen (WOHLBEREDT 1997).

Die Schichtung der Sandsteine ist gleichförmig entwickelt und im Gelände gut nachzuvollziehen. Die härteren Sandsteinbänke wittern gegenüber den Silt- bzw. Tonsteinbänken deutlich heraus und verleihen den Sandsteinen damit eine optisch markante Stellung innerhalb dieser Zone. Während die farbliche Gestaltung der Sandsteine der Upper Siwaliks eher zu grauen bis hellbraunen Farben tendieren, werden die Sandsteine der Transitionzone durch helle Grautöne dominiert. Im verwitterten Zustand besitzen die Gesteine graubraune Farben.

Ebenso wie in den Sedimenten der Upper Siwaliks kommen in der Transitionzone Sedi- mentstrukturen selten vor. Die Ausnahme sind Schrägschichtungskörper, welche im Kartiergebiet häufig ausgebildet sind. Strukturen auf Schichtunter- und Schichtoberseiten sind

selten vorhanden. Basis und Top einzelner Bänke gehen überwiegend graduell ineinander über.

Weder Vollkörper- und Steinkernerhaltungen, noch Abdrücke jeglicher Art sind in der Transitionzone vorhanden. Bioturbationsspuren sind dagegen häufiger in Form von Freß- bzw. Wohngängen oder Durchwurzelungsstrukturen vertreten. Diese Spurenfossilien kommen immer am Top der Sandsteinbänke vor und reichen in diese hinein. Ihr Ursprung lokalisiert sich damit in den im Hangenden der Sandsteinbänke liegenden Silt- bzw. Tonsteinbänken. Die Gesamtmächtigkeit der Transitionzone ist ca. 200 m.

3.3.16 Upper Siwaliks (Chaudwan Formation)

Im gesamten Kartiergebiet wechseln sich braunrote Ton- bzw. Siltsteine mit grauen und braunen Sandsteinen in einer monotonen Folge ab. Im Hangenden dieser Folge prägen Konglomerate und Sandsteine das Erscheinungsbild dieser geologischen Einheit. Bei den Geländearbeiten konnten ein unterer Teil der Upper Siwaliks mit den Sandsteinen und ein oberer Teil mit Konglomeraten als Hauptbestandteil unterschieden werden. Durch diese Gesteine wird die Formation der Upper Siwaliks charakterisiert. Die Mächtigkeit der Upper Siwaliks beträgt ca. 125 m.

Die erste auftretende Konglomeratbank kann man als Leitbank der Formation bezeichnen. Die häufigsten Komponenten sind Quarzite, Kalksteine und Sandsteine, welche in einer karbonatischen Matrix eingebettet sind. Vereinzelt mit einem hohen Fe^{3+} -Anteil ausgestattet, weicht die Matrix auch in Bezug auf ihre Farbe von der der anderen Gesteinsarten ab.

Die Sortierung ist im allgemeinen schlecht. Wenn die Komponenten Schrägschichtungskörper nachzeichnen und Imbrikationen aufweisen, sind die Konglomerate besser sortiert. Sieht man sich einzelne Konglomeratlagen an, so sind alle Komponenten in ovalen bzw. annähernd runden Formen ausgebildet. Allgemeine Tendenzen zu einer spezifischen Orientierung einzelner Bestandteile sind nicht zu erkennen.

Stärker konglomeratische Schichten wittern im allgemeinen stärker heraus, wobei sie gleichförmig und regelmäßig aufgebaut sind. Graubraune Farben dominieren. Die Verwitterungsfarben weichen nur wenig von den frischen Farben ab.

Sedimentstrukturen sind in den Konglomeratbänken selten ausgebildet. Eine Ausnahme bilden hier Schrägschichtungskörper, die oft in den Konglomeraten der Upper Siwaliks zu finden sind. Imbrikationen und vereinzelte "channels" sind neben den Schrägschichtungskörpern die einzigen erwähnenswerten Strukturen. Sowohl Schichtoberseiten als auch Schichtunterseiten weisen im Profil keine nennenswerten Strukturen auf. Basis und Top der Konglomeratbänke gehen fast ausnahmslos graduell ineinander über und Erosion durch die überlagernden Schichten kommt im Profil praktisch nicht vor. Schrägschichtungskörper sind besonders gut ausgeprägt. Auffällig ist, daß einzelne Komponenten die Schrägschichtungskörper nachzeichnen und sie dadurch besonders hervorheben. Kleinere Schrägschichtungskörper kommen oft in Gruppen gehäuft vor und die größeren befinden sich meistens isoliert im Sediment. Die Mächtigkeiten der Schrägschichtungskörper variieren von cm-Bereichen bis in m-Bereiche. Kiesige Komponenten über 40 cm Größe besitzen ebenso wie größere "channels" lokal interne Schrägschichtungskörper. Wenn sie vorhanden sind, sind sie häufig zu einem hohen Prozentsatz mit Kiesen gefüllt. Die restlichen Komponenten bestehen aus

Feinsand. Imbrikationen sind häufig in den Konglomeraten anzutreffen. Komponenten aller Größen bilden Imbrikationskörper gerade in der Nähe der Schrägschichtungskörper aus.

Lamellibranchiaten sind die einzigen vorkommenden Fossilien. Diese nur als Steinkerne erhaltenen Fossilien, findet man in den allochthonen größeren Kiesen, womit sie für Altersdatierungen ausscheiden. In den Kalksteinen, deren Ursprung wahrscheinlich die Platy Limestone Formation ist, gibt es vereinzelt Nummuliten. Im autochthonen Sediment erkennt man keine fossilen Hinweise.

Sandsteine sind die am häufigsten vorkommenden Gesteine der Upper Siwaliks. Die Korngrößen liegen überwiegend im Feinsand- seltener im Mittelsand-Bereich und haben damit psammitischen Charakter.

Das am häufigsten vorhandene Mineral ist Quarz. Einen niedrigeren Anteil am Sediment haben andere Minerale wie Feldspäte, Chlorite und Glimmer. Die Glimmer weisen Variabilitäten in der Art und Weise ihres Vorkommens auf. In vielen Sandsteinbänken kommen sehr wenig bis keine Glimmer vor. In anderen Bänken treten Glimmer sowohl im Sediment fein verteilt oder punktförmig gehäuft als auch in durchgehenden Lagen auf. In manchen Bänken ist der lagige Charakter so stark ausgebildet, daß das Sediment streifig erscheint (WOHLBEREDT 1997).

Die einzelnen Komponenten werden durch eine Matrix gebunden, die nahezu 100 % aus Karbonat besteht. Im allgemeinen sind die Komponenten schlecht sortiert. Gut sortierte Bereiche sind überwiegend durch Dachziegellagerung (Imbrikation) gekennzeichnet und treten lokal innerhalb der Konglomeratbänke auf. Abgesehen von den Glimmern besitzen von den feinsandigen bis zu den grobsandigen Korngrößen die Komponenten größtenteils einen hohen Zurundungsgrad.

Die Schichten sind gleichförmig ausgebildet. Die gegenüber den Ton- bzw. Siltsteinbänken härteren Sandsteinbänke wittern deutlich, gleichförmig und übersichtlich heraus. Erosive Eingriffe in die Strukturen der einzelnen Bänke gibt es nur selten.

Die Sandsteine besitzen graue Farben, die in braungraue bis hellbraune Farben übergehen. Die Verwitterungsfarbe unterscheidet sich nicht sehr von der Farbe frisch angeschlagener Proben. Prägnant herauswitternde Bänke und markante Bereiche der Sandsteine, lassen sich über mehrere Meter bis Kilometer verfolgen und keilen nur sehr selten aus.

Sedimentstrukturen kommen in den Sandsteinformationen selten vor. Eine Ausnahme bilden hier Schrägschichtungskörper, die sehr häufig in den Sandsteinen der Upper Siwaliks zu finden sind. Im Kartiergebiet werden nur sehr wenig Sohlmarken gefunden, deren Beschaffenheit allerdings keinerlei Orientierungseinordnung oder Strömungsausdeutung zuläßt. Die Schichtunterseiten und Schichtoberseiten weisen ebenfalls keine erwähnenswerten Strukturen auf. Sowohl Basis als auch Top der Sandsteinbänke der Upper Siwaliks besitzen überwiegend graduelle Übergänge zu ihren unmittelbar benachbarten Bänken. Erosion durch die überlagernden Schichten kommt nur lokal vor. Die Schrägschichtungskörper sind variantenreich ausgebildet. Sowohl singular isoliert als auch gehäuft auftretend, besitzen sie oft große Mächtigkeiten von mehreren Metern. In allen Bänken, deren Sedimente mindestens aus Feinsand bestehen, kommen auch Schrägschichtungskörper vor. Hier lassen sich viele verschiedene Schüttungsrichtungen unterscheiden. In Abb. 20 sind Schrägschichtungen im Schmidt-Netz dargestellt und ausgewertet. In den Schrägschichtungskörpern zu erkennende

Gradierung kann als Hangend- / Liegend-Kriterium herangezogen werden. Größere Komponenten in den Sedimenten, wie z.B. "Tonstein-" und "Sandpebbles", Konglomerate oder auch Glimmerminerale, zeichnen häufig die Schrägschichtungskörper nach. Imbrikationen sind meistens an Schrägschichtungskörpern gebunden. Gerade kleinere, flachere, kiesige Komponenten zeigen oft Imbrikationen.

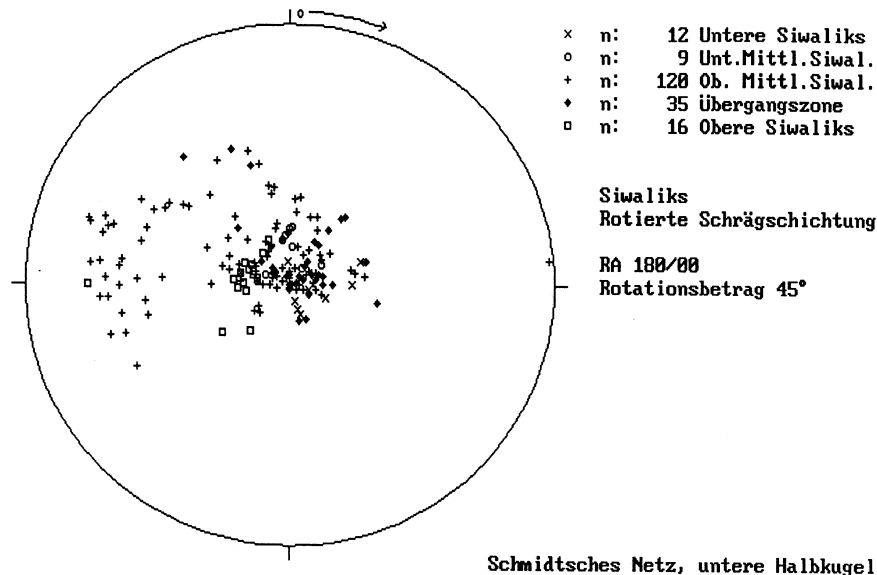


Abbildung 20: Auswertung von Schrägschichtungskörpern im Schmidt Netz (RAMIN 1997)

Fossilien sind in den Sandsteinen der Upper Siwaliks nicht zu finden. Allerdings findet man häufiger Bioturbationsspuren in Form von Durchwurzelungen oder Freß- und Wohngängen. Diese Spurenfossilien sind immer direkt am Top der Sandsteinbänke angesiedelt und reichen in diese hinein.

Als Bodenbildungshorizonte im Wechsel mit den fluviatil sedimentierten Sandsteinen und Konglomeraten fallen die Silt- und Tonsteine (Rothorizonte) im gesamten Kartiergebiet deutlich auf. Da es sich bei den Siltsteinen häufig um Feinsiltsteine handelt, ist die Unterscheidung beider Gesteinsarten oft schwierig.

Schichtung ist überwiegend nicht zu erkennen. Die Schichten der Silt- und Tonsteine sind unterschiedlich ausgeprägt. Bei den Feinsilt- und Tonsteinen sind oft keine einzelnen Bänke auszumachen. Ist eine Bankung vorhanden, kann man sie als extrem uneben und mächtigkeitsschwankend bezeichnen. Oftmals keilen diese Übergänge nach mehreren Metern aus, um nach weiterem Verlauf im Streichen wieder zum Vorschein zu kommen. Kann man eine Bankung erkennen, was meistens bei den gröberer Silten der Fall ist, so läßt sie sich gut verfolgen. Die Rothorizonte unterliegen starken Mächtigkeitsschwankungen. Häufig sind sie über Hunderte von Metern mühelos zu verfolgen, keilen aber oftmals auch schon nach mehreren Metern aus. Wenn sie geringmächtig ausgebildet sind, werden sie bei der Kartierung vernachlässigt.

Die in den Silt- und Tonsteinen am häufigsten vorkommenden Sedimentstrukturen sind Sedimentlinsen und -pebbles, die mit unterschiedlichen Materialien gefüllt sind, sowie Bioturbationsspuren in Form von Durchwurzelungsstrukturen. Die Sedimentlinsen und -pebbles kommen in mm bis cm und auch in dm-Bereichen vor. Häufig sind es dunkelgraue Tonlin-

sen und -pebbles im Siltstein und graue Sande in Pebbles. Andere Sedimentstrukturen wurden nicht beobachtet.

Außer Bioturbationsspuren gibt es keine Hinweise auf Fossilien im Sediment. Bioturbationen in Form von Durchwurzelungsstrukturen durchziehen teilweise dichotom verzweigt die Bereiche der Silt- und Tonsteine. Die Wurzelkanäle sind entweder mit Sediment aus den direkt im Hangenden liegenden Bänken oder mit Fe^{2+} -haltigem tonigem Material aus den Tonsteinen gefüllt.

Im Bereich des Belab Nala können Konglomerate der Upper Siwaliks beobachtet werden, die vornehmlich aus Foraminiferen bestehen. Sie stammen vermutlich aus dem erodierten Kern der Zinda-Pir-Antiklinale. In der Einheit der Green und Nodular Shales sind Schichten bekannt, die aus abgelagerten Foraminiferen (Nummuliten) bestehen. Sie wurden im Kern der Antiklinale erodiert und in den Upper Siwaliks östlich des Sattelkerns sedimentiert. Die Upper Siwaliks am Sakhi-Sarwar Nala zeigen dagegen wieder Komponenten, die aus jüngeren Einheiten wie dem eozänen White Marl Member stammen.

3.3.17 Geröllserien (Terrassen und rezente fluviatile Sedimente)

3.3.17.1 Älteste Geröllserie (älteste Terrassen)

Im Bereich der Afi-Band-Antiklinale finden sich nördlich und südlich des Quertales des Sanghar Lahars mit Wüstenlack (WAGNER 1995) überzogene Quarzit-Gerölle bis ca. 300 m über dem heutigen Talboden. Mit großer Sicherheit müssen diese Vorkommen einer ältesten Geröllserie zugeordnet werden, da sie eine junge Hebung für das Zinda-Pir-Antiklinorium belegen.

3.3.17.2 Ältere Geröllserien (T1 Terrassen)

Westlich Barhi werden Sedimente der Siwaliks mit einer Winkeldiskordanz von der Älteren Geröllserie überlagert. Es handelt sich um eine mehrere Meter mächtige Geröllserie, die durch das erstmalige Auftreten von großen Geröllen aus dem hellen bis weißen Quarzits des Pab Sandstone charakterisiert sind. Da diese Quarzitgerölle heute alle einen Überzug aus Wüstenlack besitzen, treten die Verbreitungsgebiete der Älteren Geröllserie im Satellitenbild durch ihre dunklen Färbungen auffällig hervor. Die Höhenlage dieser Älteren Geröllserie liegt i.A. etwa 60 m über der nächst jüngeren Geröllserie (T2 Terrasse, Fig. 41). Nach Datierungen von MUELLER & TALLING (1997) sind Gerölle mit derartigen Überzügen, die unter ähnlichen klimatischen Bedingungen abgelagert wurden, zumindest 5.000 a alt. Das Herkunftsgebiet der Quarzite dieser Serie muß wiederum in mehr internen Regionen der Sulaiman Ranges gesucht werden. Für den südlichen Abschnitt der Zinda-Pir Region kann diese Aussage durch den Befund der TM-Auswertung unterstützt werden: Hier finden sich Vorkommen der Älteren Geröllserie räumlich derart verteilt, daß sie nur aus dem Westen bezogen werden können.

3.3.17.3 Jüngere Geröllserien (T2 Terrassen)

Zwischen Älterer und Jüngerer Geröllserie wird eine Zeitspanne angenommen, aus der keine Sedimente im Gebiet von Barhi überliefert sind. Während dieser Zeit herrschte hier flächenhafte Abtragung, da die Sedimente der Jüngeren Geröllserie sich unter den Vorkommen der Älteren Geröllserie finden (Abb. 21).

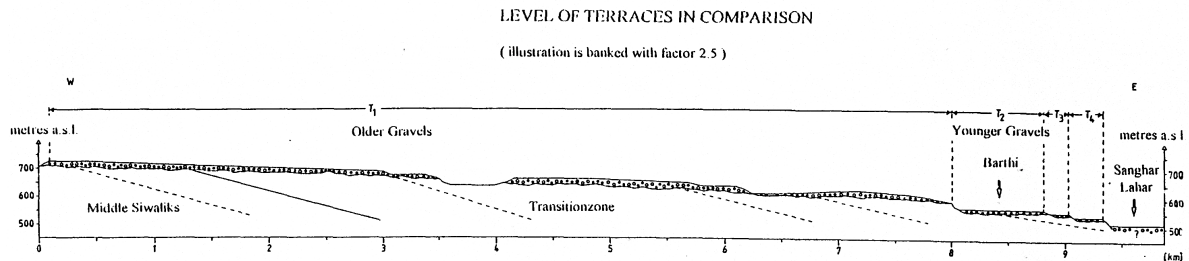


Abbildung 21: Beschreibung und Vergleich der Terrassen bei Barhi durch ein schematisches Querprofil (RAMIN 1997)

^{14}C -Datierung der unteren Terrasse (T2) bei Barhi (westlich der Zinda-Pir-Antiklinale) ergaben ein Alter von 11.600 ± 325 a für diese Terrasse, die heute ca. 60 m höher als das rezenten Flußbett des Sanghar Lahar liegt (Bestimmungen durch Prof. Dr. M. Geyh, BGR, Hannover). Im Bereich des Vidor Nala (südlicher Abschnitt der Zinda-Pir-Antiklinale) liegt diese Terrasse ca. 170 m über dem rezenten Flußbett (Fig. 8, 9, 10). Der Einsatz von LANDSAT-TM-5 Bildern ermöglichte eine effiziente, großräumige Korrelation sowohl dieser Terrasse als auch höher gelegener Terrassen (und Verebnungsflächen) auf beiden Flanken der Antiklinale. Die unterschiedliche Färbung der jüngeren Terrasse in dem mittleren Abschnitt der Ostflanke der Antiklinale bestätigt, daß die zentralen Teile der Zinda-Pir-Antiklinale bereits eine Wasserscheide bildeten (hier nur ein Flußdurchbruch, vgl. dazu auch Geröllanalysen der Upper Siwaliks des Belab Nala). Auch die relative Datierung der jüngsten Störungen war dadurch möglich.

In der Zusammensetzung ähneln sich diese beiden Konglomeratserien stark. Die Quarzitgerölle sind wiederum mit Wüstenlack überzogen. Jedoch sind im TM-Bild für die aus der jüngeren Geröllserie aufgebauten Areale grüne Farbtöne (Vegetation) charakteristisch. Auch diese Serie ist sicher aus Westen geschüttet worden.

In den östlichsten Aufschlüssen entlang des Belab Nala gehen die noch deformierten Klastika (Upper Siwaliks und T1- bzw. T2-Terrassen) einem gut aufgeschlossenen, nicht gestörten Profil flexurartig in die söhlig gelagerten Sedimente der Indus-Vortiefe über (Fig. 57/57a) - ich interpretiere sie deshalb als subrezent. Die LANDSAT-TM Szene zeigt jedoch, daß in weiter gegen Norden gelegenen Bereichen offensichtlich noch jüngere Serien in die Deformation eingeschlossen sind.

3.3.18 Rezente Sedimente und Flußläufe

Rezente Geröllserien finden sich in den Betten der Trockenflüsse der Region. Wenn diese Flüsse das Zinda-Pir-Antiklinorium durchbrechen, wie der Sanghar Lahar, dann führen sie immer als wichtigste Geröllkomponenten helle Quarzite, die keinen Überzug aus Wüsten-

lack zeigen. Im Bereich von Barthi sind die rezenten Geröllserien ca. 60 m tiefer als die jüngere Geröllserie ausgebildet.

Auch zwischen der Ablagerung der jüngeren Geröllserie und den rezenten Geröllen sollte im Gebiet von Barthi mit einer Zeit ohne Sedimentation gerechnet werden.

Die Geröllserien, die als gehobene Flußterrassen mit unterschiedlicher Höhe gedeutet werden, können an der Ostflanke des Zinda-Pir-Antiklinoriums nicht in gleicher morphologischer Ausprägung beobachtet werden. Eine Einteilung in mehrere Hebungseignisse konnte nicht erfolgen. Es können jedoch zwei Ablagerungsniveaus unterschieden werden. Im Bereich zwischen Sori Nala und Vidor Nala wurden Terrassen untersucht und beprobt, die den Upper Siwaliks aufliegen (KAISER 1999). Gleichzeitig wurden auch Proben aus rezenten Flußläufen entnommen, um so einen Vergleich zu den rezenten Sedimenten zu haben. An diesem Probenmaterial der Kornklassen grobkiesig bis feinsandig sollen durch sedimentpetrographische Untersuchungen Aussagen über Liefergebiete und Ablagerungsbedingungen erzielt werden (GIESE 1999).

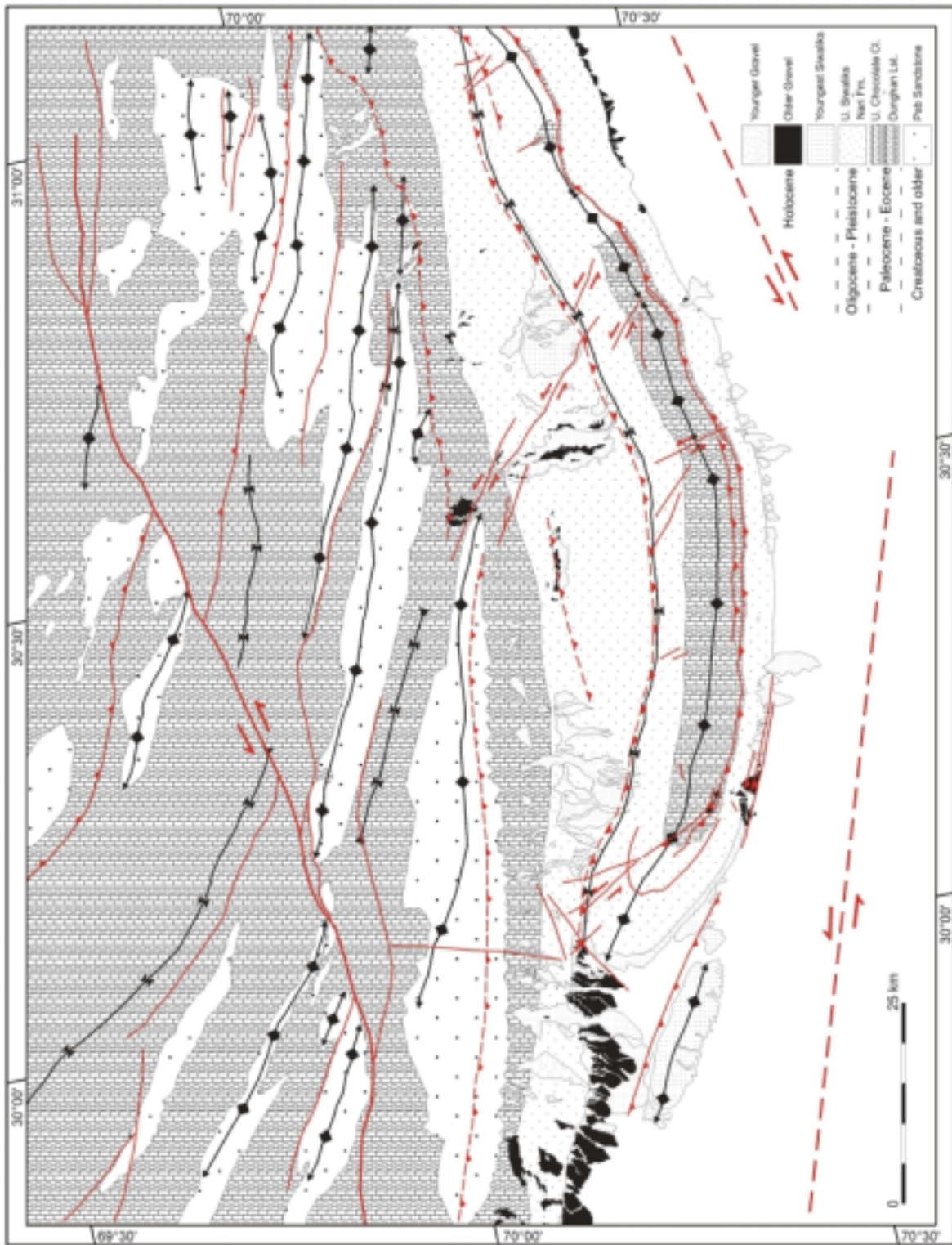


Abbildung 22: Geologische Karte des Zinda-Pir-Antiklinoriums und der angrenzenden Gebiete

3.4 Weiterführende Untersuchungen

3.4.1 Paläontologie

Es wurde der Nachweis einer ober oligozänen Vertebratenfauna (*Anthracotherium cf. bugtense*) in den Lower Siwaliks (unterer Teil) erbracht. Der Fund gelang auf der Ostflanke der zentralen Zinda-Pir-Antiklinale im Safed Nala und wurde freundlicherweise von Prof. Dr. J.J. Jaeger (Universität Montpellier) bestimmt. Prof. Jaeger schreibt dazu: "Your fossils (...und...) the new discovery made by GINSBURG et al. (in press) (...WELCOMME et al. 1997) clearly indicate a minimum late Oligocene age for these continental deposits".

Aus diesem Fund ergibt sich folgende Konsequenz. Bisher wurde angenommen, daß das Oligozän im gesamten Bereich am Westrand des Indischen Subkontinentes fehlt (Schichtlücke). Dieser Fund belegt nun, daß die liegenden Sedimente (Nari-Formation) zeitlich neu einzustufen sind (vgl. RADIES et al. 1998). Die bisher postulierte großregional verbreitete Sedimentlücke muß somit in Frage gestellt werden.

3.4.2 Paläomagnetik

Die magnetostratigraphische Einstufung der jüngsten Abschnitte der Siwalik-Folge im Belab Nala auf der Ostseite der Zinda-Pir-Antiklinale sind als wesentliches Ergebnis der paläomagnetischen Untersuchungen zu werten.

Dies ist die erste erfolgreiche Einstufung dieser fluviatilen Ablagerungen südlich des Potwar-Plateaus. FRIEDMANN et al. (1992) datierten die ältesten Abschnitte der Siwalik-Folge. Unsere Einstufungen (LANG et al. 1999, LANG 1999), sind in Abb. 22 dargestellt. Eine Überprüfung der magnetostratigraphischen Resultate mit anderen Datierungsmethoden war nicht möglich. Tuff-Horizonte wie z.B. die Toba-Asche, die von SCHUBERT et al. (1998) erstmals im Makran-Akkretionskeil nachgewiesen wurde, konnten nicht gefunden werden. Daher muß betont werden, daß es sich um die wohl zutreffendste Interpretation handelt. Alternative Möglichkeiten werden von LANG (1999) diskutiert.

Eine wichtige Feststellung ist die zeitliche Einordnung des oberen Abschnittes der Siwalik-Gruppe. Im bearbeiteten Profil (Belab Nala) sind die Konglomerate und Sandsteine der Upper Siwaliks bis zum Übergang in die Indusebene aufgeschlossen. Hier ist die Umbiegung der ost einfallenden Schichten der Siwaliks zum fast horizontalen Einfallen des Quartärs der Indusebene zu sehen (Fig. 57). Dies ist ein wichtiger Indikator dafür, daß hier auch der jüngste Abschnitt der Siwaliks aufgeschlossen, ohne daß eine Schichtlücke besteht. In Abb. 23 ist ein Teil der Profilaufnahme dargestellt. Das Profil hat eine Gesamtlänge von 1600 m. Es wurden Proben aus den Upper Siwaliks, der Transitionzone und den Middle Siwaliks entnommen. Vergleicht man die in Abb. 23 (LANG 1999) dargestellten Ergebnisse der Paläomagnetik mit dem Profil in Abb. 27, läßt sich eine zeitlich und räumliche Korrelation der jüngsten Siwalik-Sedimente für das Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums aufstellen.

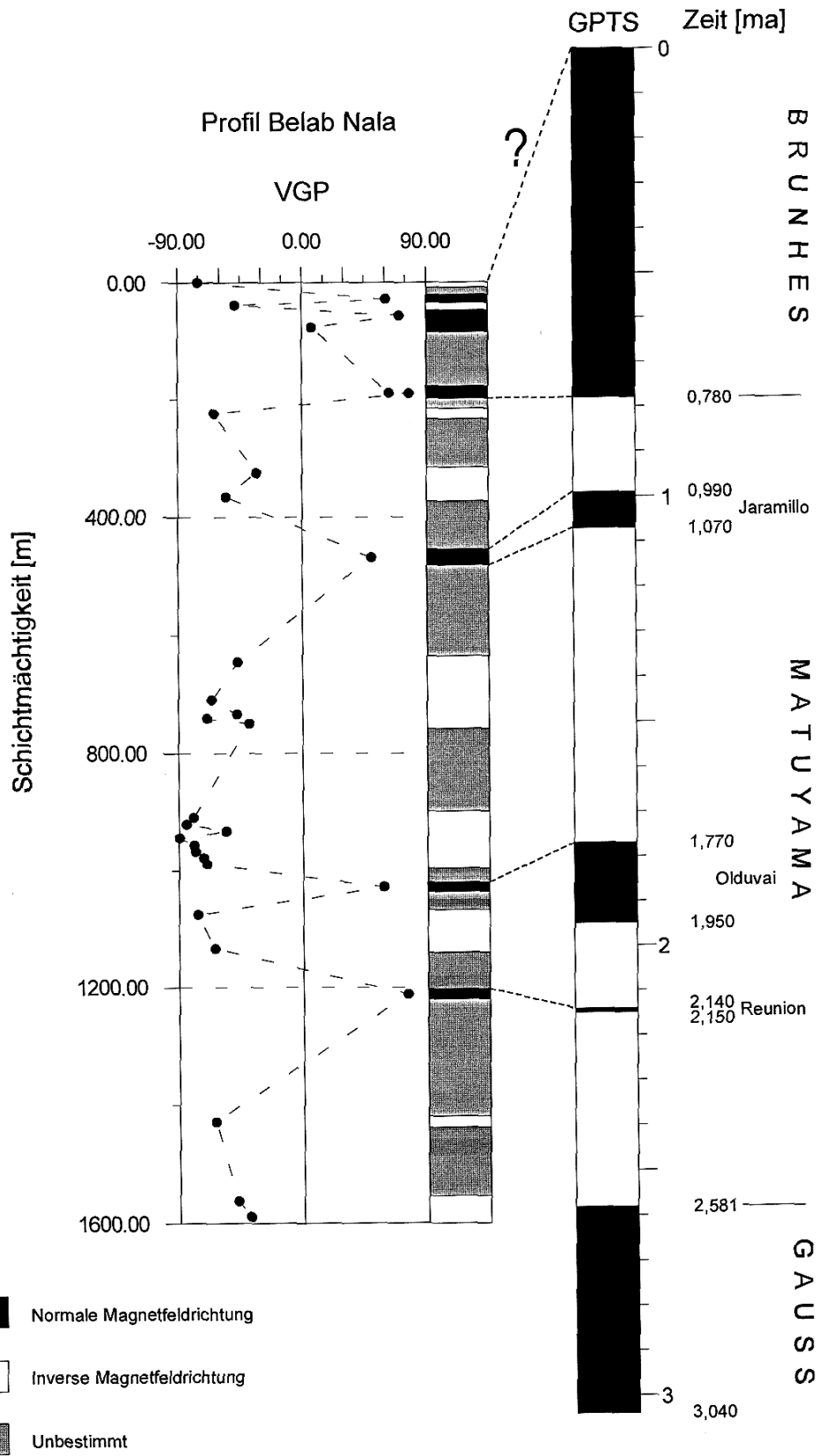


Abbildung 23: Ergebnisse zur Paläomagnetik (LANG 1999)

3.4.3 Vitrinitreflexion

Im Profil der oberen Middle Siwaliks sind häufig inkohlte Pflanzenreste zu finden. Es wurden Proben entnommen und Reflexionsmessungen durchgeführt. Bei den Proben handelt es sich um fluviatil transportierte Holzreste aus dem direkten Sedimentationsraum der Siwaliks. Die Annahme, daß die Proben einen bereits inkohlten aufgearbeiteten, eozänen Holzrest darstellen, ist aufgrund der starken Verwitterungsanfälligkeit von Kohlen auszuschließen. Die Proben weisen einen geringen Pyritanteil auf und sind demnach nur schwach verwittert. Messungen an Eu-Ulminit A und B wurden durchgeführt. Mittlere Reflexionswerte liegen bei $R_m = 0,43$ bis $0,51$. Dies ist ein geringer Inkohlungsgrad, der die Stadien der Matt- und Glanzbraunkohle widerspiegelt. Die Korrelation mit bekannten geothermischen Gradienten gibt Hinweise auf eine ungefähre Versenkungstiefe von mehr als 1.000 m bei Temperaturen um 60°C . Diese Ergebnisse wurden in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. W. Riegel (IMGP) erarbeitet und von Dr. Hufnagel (BGR) nochmals bestätigt.

Vergleicht man die erhaltenen Reflexionswerte mit den Werten von PORTH & RAZA (1990b) aus der Bohrung Zinda-Pir- I, so wird deutlich, daß die dort ermittelten Daten ($R_m = 0,85-0,93$), unter Berücksichtigung der wesentlich größeren Versenkungstiefe, nur geringfügig höher sind. Die Proben wurden bei einer Teufe von 1600 m entnommen und es kann angenommen werden, daß zusätzlich eine erodierte Sedimentauflast von bis zu maximal 5.000 m auf ihnen lastete. Da diese Literaturangabe nicht überprüft werden kann, kann eine Diskussion dieser auffallenden Diskrepanz der sedimentären Auflast nicht geführt werden und eine Erklärung kann nicht gegeben werden.

Im Vergleich mit den paläomagnetischen und auch tektonischen Daten zeigt sich ein Unterschied bei der Möglichkeit der Sedimentauflast. Gerade die paläomagnetischen Ergebnisse beruhen auf der Tatsache, daß im untersuchten Profil die Schichten an der Gebirgsfront der Zinda-Pir-Antiklinale ungestört in die subrezentenen Sedimente der Indus-Ebene übergehen. Dies bedeutet aber, daß hier keine weitere Sedimentauflast vorhanden war.

3.4.4 Sedimentationsgeschichte der Siwalik-Gruppe

Auswertungen von Schüttungsrichtungen und Geröllanalysen der Middle Siwaliks (oberer Teil, RAMIN 1998) ergeben, daß der Detritus, der in das Paläo-Indusbecken gelangte und die Siwaliks bildete, verschiedene Liefergebiete hatte. Die Hauptliefergebiete befanden sich im Himalaya, in der Kohistan Region und in kleinräumigeren Gebieten im Westen und Nordwesten des Sedimentationsbeckens. Im gemeinsamen Molassebecken, der Indus-Vortiefe, wurden die Komponenten innerhalb eines fluviatilen Systems vergleichbar eines "braided river" stark durchmischt und umgelagert. Basaltische, granitische und metamorphe Gerölle und Gesteinsbruchstücke wurden analysiert und unterstützen diese These. Im Dünn- schliff undulös auslöschende Quarzkörner und Quarzkornaggregate (MÖHLMANN 1997) weisen auf Liefergebiete von kristallinen und magmatischen Gesteinen des nördlichen Himalaya und der Bela-Waziristan-Ophiolit-Zone (u.a. Radiolarite, BANNERT et al. 1992) hin.

In der Sedimentabfolge der oberen Middle Siwaliks kommt es zu einem ständigen Wechsel von einer mittelsandigen und einer feinsandigen Schüttung von Material. Folglich fand die Bildung dieser Sandsteine unter annähernd konstanten Sedimentationsbedingungen statt. Das Oberflächenrelief und die Variation des klastischen Schüttungseintrags änderten sich

kaum. Durch den Geländebefund (Megarippel) und eben geschichtete Sedimentabfolgen wird die Annahme unterstützt, daß ein Ablagerungsraum nach Art eines "braided river" bestand.

In den Upper Siwaliks fehlen ausgeprägte Geröllhorizonte im Süden der Antiklinale. Die Mächtigkeit der gesamten Siwalik-Folge ist nur in Teilbereichen auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale aufgeschlossen.

Ergebnisse zu Untersuchungen der Diagenese sind in Abb. 23 beschrieben (RAMIN 1997). Es ist eine grobe Einordnung der untersuchten Sandsteine der oberen Middle Siwaliks dargestellt. Der hier vorgegebene Gradient von 2,7 °C / 100 m stimmt in etwa mit dem des Arbeitsgebietes von ca. 2,5 °C / 100 m überein (Afi-Band- Antiklinale: 2,95 °C / 100 m, Zinda-Pir-Antiklinale: 2,2 °C / 100 m, ALI 1990). Zusammen mit Dünnschliffuntersuchungen bezüglich des Zementcharakters lassen sich die untersuchten Sandsteine einem semi-maturen bis niedrig-maturen Diagenesestadium zuordnen. Daraus läßt sich eine ehemalige Versenkungstiefe zwischen 1,6 bis 2,8 km, bei Temperaturen zwischen 60 und 80 °C ableiten (RAMIN 1997). Nach der Einteilung von DAPPLES (1967a, in: FÜCHTBAUER 1988) werden die analysierten Sandsteine in das locomorphe Diagenesestadium eingeordnet, welches vor allem durch SiO₂- und Karbonatzementation charakterisiert wird.

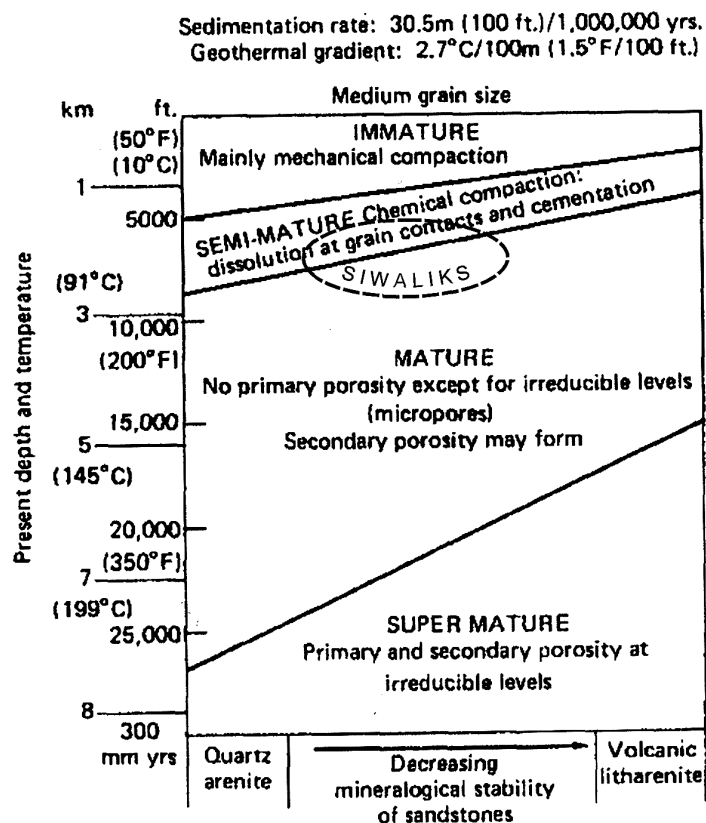


Abbildung 24: Korrelation von Lithologie, Versenkungstiefe und Temperatur bei gegebener Subsidenzrate (verändert aus RAMIN 1997 nach SCHMIDT & MC DONALD 1979, in PETTIJOHN et al. 1987).

Hierbei muß jedoch berücksichtigt werden, daß die Proben Oberflächenaufschlüssen entstammen und somit wegen möglicher Verwitterungseinflüsse keine aussagekräftigen Inter-

pretationen zulassen (frdl. mdl. Mitteilung Dr. H. Zwingmann, CSIRO). Unsere Proben zeigten jedenfalls keine mit K / Ar oder $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ datierbaren authigenen kaliumreiche Mineralphasen (e.g. Illite, K-Feldspat). Nach EDAX-Spektren liegen K-Feldspat-Relikte in einer Probe vor (schriftl. Mitteilung Dr. H. Zwingmann, CSIRO).

3.4.5 Inverse Stratigraphie

Die Untersuchung der Geröllführung der Upper Siwaliks im Belab Nala (KAISER 1999) ergibt ein schwer zu interpretierendes Bild ab. Von den jüngeren Schichten zu den älteren Schichten findet sich eine inverse Folge der Gerölle (Abb. 25), dann treten Gerölle der Kreide (Pab Sandstone) auf. Dieser Pab Sandstone ist nicht in der Zinda-Pir-Antiklinale aufgeschlossen.

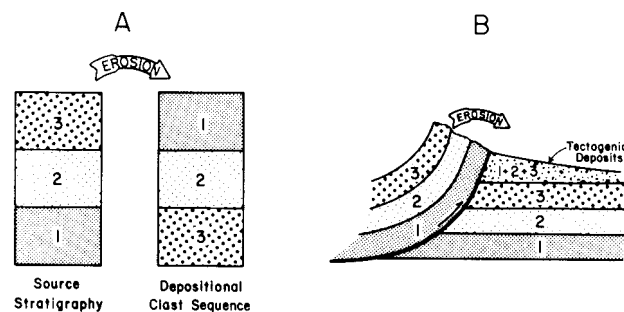
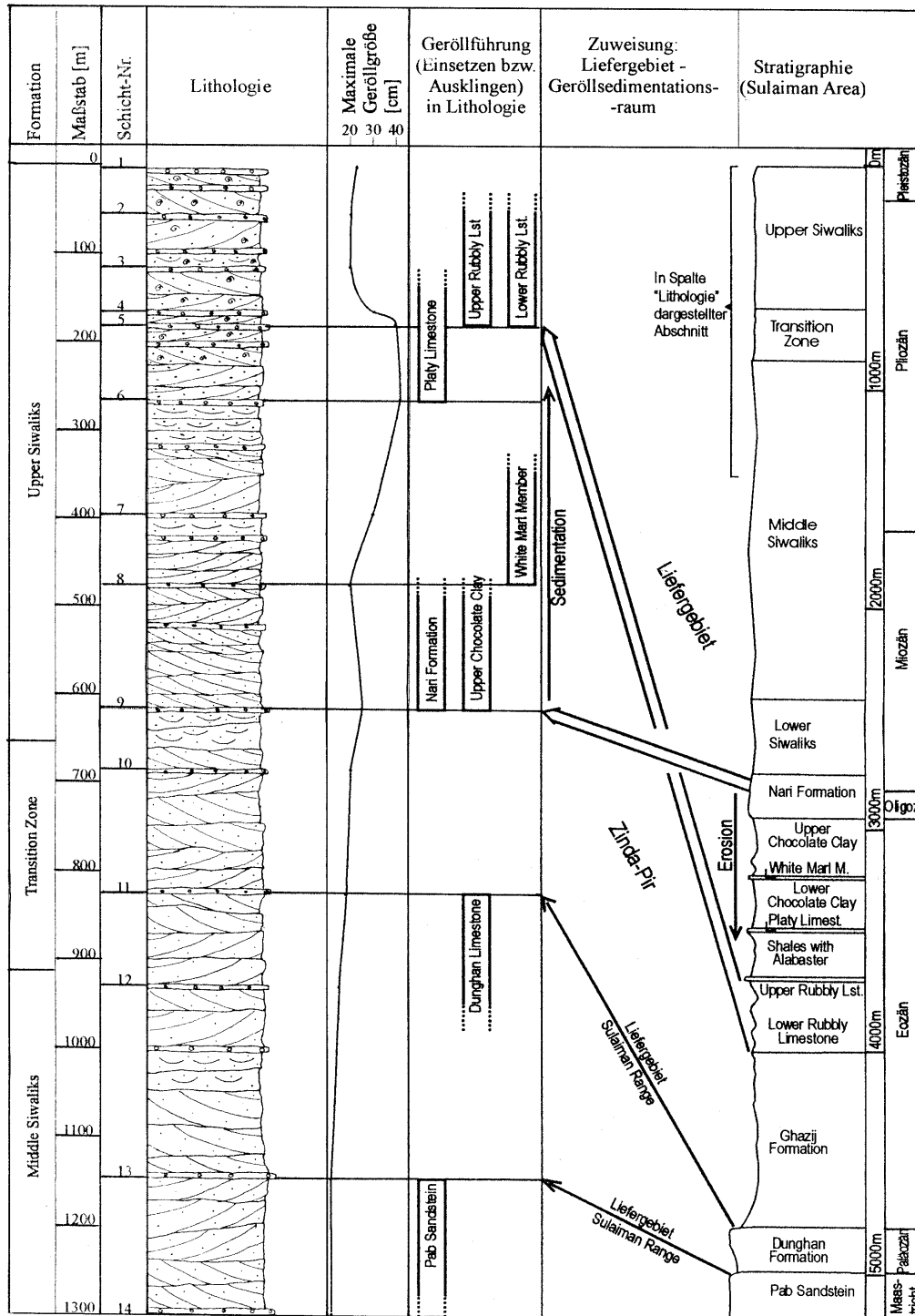


Abbildung 25: Inverse Stratigraphie (BUSBY & INGERSOLL 1995)

Aufgrund der Beschreibung und Analyse der Gerölle der jüngsten Abschnitte der Siwalik-Gruppe fällt eine inverse Sedimentationsabfolge der Geröllkomponenten auf (Abb. 26). Das Liefergebiet für die jüngeren Konglomerate ist das sich hebende Gebiet der Zinda-Pir-Antiklinale selbst. Für die älteren Konglomerate wird das weiter westlich gelegene Gebiet der Sulaiman Range als Liefergebiet diskutiert. Unterstützt wird dies dadurch, daß in der Zinda-Pir-Antiklinale das nicht anstehende Gestein des Pab Sandstein bereits 150 m nach Einsetzen der ältesten Schüttungen schon wieder ausklingt. Heute transportiert der Fluß Vidor Nala, der die Zinda-Pir-Antiklinale durchfließt, immer noch die Quarzite des Pab Sandsteins. Das könnte mit der einsetzenden Hebung der Antiklinale begründet werden, die eine morphologische Barriere für Schüttungen aus Westen darstellt.

Die beobachtete inverse stratigraphische Entwicklung (WELTJE et al. 1998) der Geröllführung in den Sedimenten der Upper Siwaliks kann als wichtiger Beleg für die lokale Herkunft der Sedimente und die bereits weit fortgeschrittene Exhumierung der Zinda-Pir-Antiklinale gedeutet werden. Die Funde von Geröllen aus Pab Sandstone belegen aber ein externes Erosionsgebiet.



- Legende:
- Polymiktes Konglomerat
 - Sandstein
 - Schrägschichtung
 - Trogförmige Schrägschichtung
 - Großforaminiferen

Abbildung 26: Inverse Stratigraphie der Geröllführung im oberen Teil der Siwalik-Gruppe im Gebiet der Zinda-Pir-Antiklinale. Das lithologische Profil und die stratigraphische Zuordnung der Geröllführung der Upper Siwaliks deuten auf ein Liefergebiet aus der Antiklinale selbst hin. Nur die Gerölle des Pab Sandsteins und des Dunghan Limestone stammen aus Gebieten der Sulaiman Range. (KAISER et al. 1999)

3.5 Paläogeographie und Fazies

In diesem Kapitel soll auf die Verbindung Paläogeographie und Sedimentation eingegangen werden wie sie auch VERGÉS et al. (1998) diskutiert.

GARZANTI et al. (1996) publizierten schematische paläogeographische Rekonstruktionen. Sie sind hier in Abb. 27 dargestellt, da sie als Basis der folgenden Diskussion dienen. Diese Rekonstruktionen zeigen das Einsetzen der Kollision zwischen Asien und dem Indischen Schild etwa bei 55 Ma, weiter fortgeschrittene Stadien bei 51 Ma und 25 Ma und ein spätes Stadium der Kollision (5 Ma). Dabei ändert sich auf dem Randbereich des Indischen Schildes die Herkunftsrichtung des Detritus von Süden (bis zum Einsetzen der Kollision) in eine Herkunft aus Norden (ab frühen Stadien der Kollision) bereits seit dem frühen Eozän.

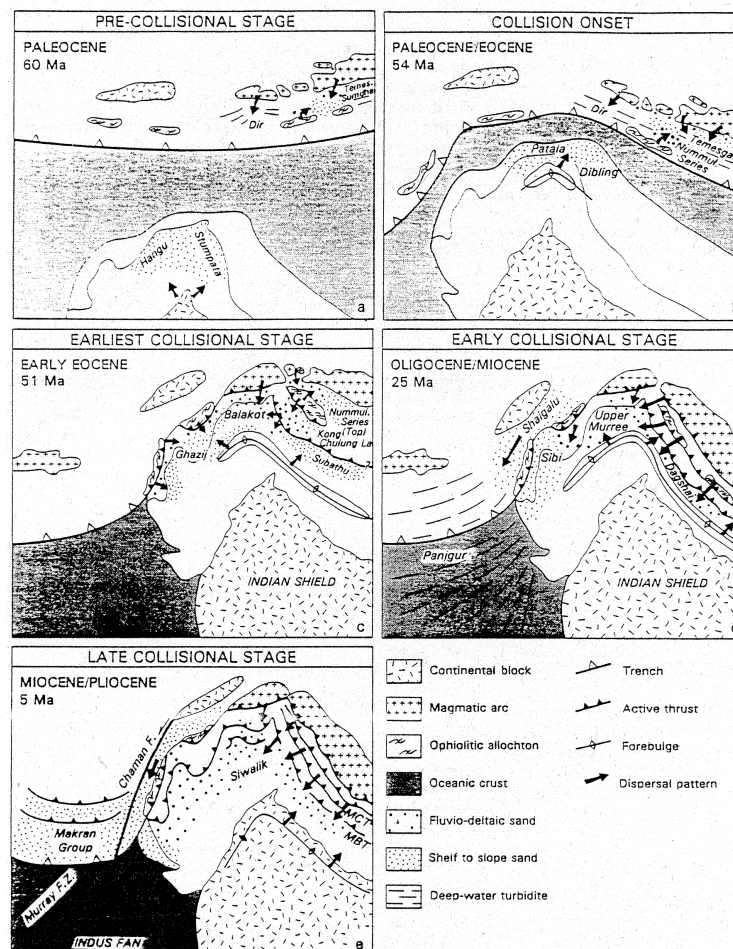


Abbildung 27: Schematische paläogeographische Rekonstruktion der westlichen Himalaya Syntaxis (GARZANTI et al. 1996).

Auf die frühen Stadien der Kollisionsgeschichte läßt die Schichtfolge des Zinda-Pir-Antiklinorium keine Hinweise erkennen. Die Schüttung des Pab Sandstone in der Oberkreide wird vom Indischen Schild abgeleitet und steht somit in gutem Übereinklang mit den Schüttungsrichtungen während der Pre-Kollisions-Phase im Bereich des Himalaya (GARZANTI et al. 1996, Fig. 6a). Die Einspeisung klastischen Materials aus westlichen oder nordwestlichen Richtungen bereits im unteren Eozän (Ghazij Formation) wie sie von GARZANTI et al. (1996, Fig. 6c) dargestellt wird, kann unseren Daten nicht entnommen

werden. Die Angabe von GARZANTI et al. (1996) beruht auf Daten von KASSI (1986), der die Ghazij Formation weiter südlich bzw. südwestlich bearbeitete.

Im Arbeitsgebiet zeigen die Sedimente des Eozän (Lower Chocolate Clay, White Marl Member, Upper Chocolate Clay) sehr ruhige Sedimentationsbedingungen in einem Epikontinental-Meer an (passiver Kontinentalrand Indiens): diese Sedimente enthalten keine Sandsteine und lassen somit ein Umspringen der Schüttungsrichtungen aus Süden (GARZANTI et al. 1996, Fig. 6a, b) in Schüttungsrichtungen aus Westen bzw. Norden (GARZANTI et al. 1996, Fig. 6c, d, e) nicht erkennen. Der Tongehalt der Chocolate Clays wird sicher von dem Indischen Kraton abzuleiten sein und mag auf die klimatischen Verhältnisse zurückzuführen sein.

Die Nari Formation ist ein Übergangsbereich zwischen der marinen Sedimentation eines Schelfmeeres und der fluviatilen Sedimentation nach einer Regression. Die Nari Formation enthält marine und küstennah abgelagerte Sedimente, die als estuarine- und Strandablagerungen interpretiert werden (HEMPHILL et al. 1973). Ab etwa 18,6 Ma (mittleres Miozän) wurde diese Fazies von fluviatilen Sedimenten der Lower Siwaliks überlagert. Dieser Wechsel in der Sedimentation kennzeichnet die Regression des Meeres im Zuge der Kollision zwischen der Indo-Pakistanischen-Platte und Eurasien.

Mit dem Einsetzen der Siwaliks treten zum ersten Mal im Untersuchungsgebiet Serien auf, deren Entstehung mit den Auswirkungen der Kontinent / Kontinent-Kollision im Zusammenhang stehen und diese dokumentieren. Dies ist aber bereits ein spätes Stadium der Kollision und wohl bereits Miozän. Die Geländebeobachtungen und die bisher durchgeführten Untersuchungen an Proben aus den Lower und Middle Siwaliks zeigen, daß diese Sedimente aus einem Herkunftsgebiet abgeleitet werden müssen, welches vorwiegend aus Metamorphiten aufgebaut wurde ("recycled orogen provenance"). Dies deutet darauf hin, daß diese Serien mit den Vorgängen welche zu dieser Zeit im Himalaya ablaufen, in Zusammenhang gebracht werden müssen.

Im Westen der Bela-Waziristan-Ophiolit-Zone zeigt die Khojak-Pishin-Flysch-Zone (BANNERT et al. 1992, QAYYUM et al. 1994, BENDER & RAZA 1995, HELMCKE et al. 1998) mit ihrer südlichen Verlängerung in das Makran Gebiet eine mächtige klastische Füllung vom Alttertiär bis in das Jungtertiär. Hier muß also ein Trog die ganze Zeit vorgelegen haben und die Schüttung muß hier nach Süden gegangen sein und nicht nach Osten in das Untersuchungsgebiet.

Die Argumentation von GARZANTI et al. (1996), daß das "Emplacement" der Ophiolite der Bela-Waziristan-Zone im Zeitraum Paläozän - Unter Eozän (ALLEMANN 1979) ein Hinweis auf die Schließung der Neotethys und die beginnende Kontinental Kollision sei, muß nicht zwingend übernommen werden. Das "Emplacement" von Ophioliten erfolgt nicht notwendigerweise am Ende einer Kontinental Kollision, sondern mag vielmehr meist ein frühes Stadium anzeigen. Immerhin belegt die Schichtfolge der Khojak-Pishin Flysch Zone, daß noch nach dem frühen Eozän Klastika durch Turbidite sedimentiert wurden (BENDER & RAZA 1995, Fig. 3.9). Auch die transgressive Überlagerung der Ophiolite durch Flachwasser-Karbonate (ALLEMANN 1979) des Eozäns bzw. des Oligozäns kann nicht als überzeugender Beleg dafür angesehen werden, daß hier eine Kollision derartig weit fortgeschritten ist, so daß hier ein Liefergebiet für Klastika entstanden ist.

Die Tatsache, daß die Ophiolit-Zone von Bela-Waziristan östlich der Flysch-Zone von Khojak-Pishin liegt (BANNERT et al. 1992), wird in der Darstellung von GARZANTI et al. (1996, Fig. 6c) nicht berücksichtigt. Diese Autoren zeichnen die Ophiolite nordwestlich der von ihnen eingezeichneten "active thrust" (nach Subduktion der Neotethys gegen Nordwesten) ein. Es entspricht aber nicht dem Geländebefund (GANSSER 1979, Fig. 37): die Ophiolite schließen an die Indische Platte an (belegt durch Plattform Sedimente). Die räumliche Verteilung wird von uns als Hinweis für ein Vorbeigleiten des Indischen Kontinents an Asien ohne nennenswerte Berührung gedeutet. Es handelt sich also um eine sehr schräge (oblique) Kollision - der Begriff "Obduktion" sollte hier vielleicht besser gemieden werden.

Darstellungen, die die mögliche Position vom Südrand Asiens vor der Kollision Indiens mit Asien zeigen (TAPPONIER et al. 1986, DEWEY et al. 1989) sind mit dieser Interpretation nicht im Widerspruch.

Bezüglich der Sedimentverteilung legen es diese Überlegungen nahe, die Situation in Pakistan mit der in Myanmar bekannten zu vergleichen (BANNERT & HELMCKE 1983). Auch hier gleitet Indien ohne Berührung an Asien vorbei bevor die heutige Situation durch Rotation und "strike-slip"-Deformation entsteht. So ist auch die aus den Arakan Yoma und den westlich vorgelagerten Gebieten an der bengalischen Küste bekannte mächtige tertiäre Folge durch Turbidite geschütteter Klastika (Flysche der Arakan Yoma und ihres westlichen Vorlandes) nicht auf die erfolgte Kollision zwischen Indien und Asien (Himalaya Bildung) zurückzuführen, sondern steht in Verbindung mit den Vorgängen, die sich an dem aktiven Kontinentalrand Asiens (vor der Kollision) abspielten. Die Khojak-Pishin-Flysch-Zone (BANNERT et al. 1992) bzw. die Füllung des Katawaz Basin (QAYYUM et al. 1994) ist mit der Flysch und Molasse (Mount Khailas) Füllung der Indus-Tsangpo-Sutur und der Schichtfolge der Arakan Yomas (BANNERT & HELMCKE 1981, BENDER 1983, PACKHAM 1996) zu parallelisieren.

Die Siwaliks gehören zu dem zweiten Molasse Becken ("Subhimalayan foredeep" EINSELE et al. 1996) im Bereich der Indien / Asien-Kollisionszone, welches nach dem schnellen Aufstieg des Himalaya entstand.

3.6 Tektonik

Kontinentale kompressive Deformation wie sie in diesem Teil der Indo-Pakistanischen-Platte auftritt, zeigt in der spröden oberen Kruste eine Vielfalt von Strukturen. Während der Deformation sind Überschiebungen und Faltungen ("thrusts und folds" SUPPE & MEDWEDEFF 1990) eng mit verschiedenen Formen von Bruchfalten-Strukturen ("faulted-folds") verbunden (HARDY et al. 1996). Diese Strukturen sind sehr wichtig für ökonomische Fragen, da sie in vielen Fällen Standpunkte von Öl- und Gasfeldern sind (SUPPE 1983, MITRA 1990, MEDWEDEFF 1989, 1992).

Das Zinda-Pir-Antiklinorium ist die frontale Faltenstruktur des Sulaiman Gebirgsabschnittes des in mehrere auffällige Loben gegliederten Western-Fold-Belts Pakistans. Diskutiert wird die Frage, ob diese Struktur einem der an der Front von Orogenen charakteristischen Typen (VANN et al. 1986) zugerechnet werden kann ("thin skinned deformation") oder ob es sich vielleicht eher um eine durch Inversion entstandene Struktur handelt (COWARD 1994 b), die das kristalline Basement mit einbezieht ("thick skinned deformation") und die hier in enger räumlicher Nachbarschaft zum Western-Fold-Belt steht. Dabei wird von BANKS & WARBURTON (1986) und JADOON et al. (1992) z.B. das Model des "passive-roof"-Duplex-Komplexes bevorzugt, während BANNERT et al. (1992) eine das Basement einbeziehende Deformation (Blattverschiebung, "positive flower-structure") favoritisieren. In dem Lehrbuch "Continental Deformation" (HANCOCK 1994) wird von COWARD (1994 b, Abb. 28) gerade am Beispiel der Zinda-Pir-Antiklinale aufgezeigt, daß eine begründete Entscheidung unmöglich sein kann, wenn ausreichende "sub-surface-data" nicht zur Verfügung stehen.

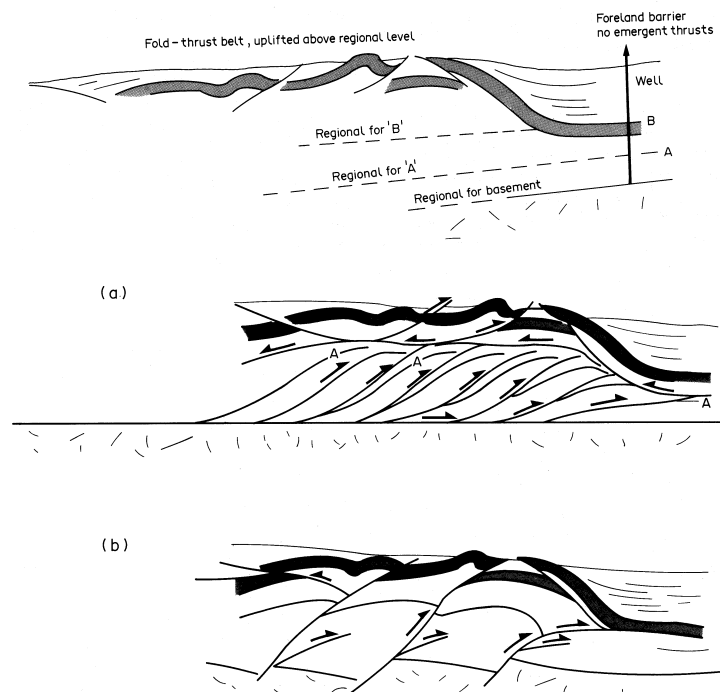


Abbildung 28: Darstellung des grundsätzlichen Problems einer Gebirgsfront. COWARD (1994) gibt hierfür zwei Lösungsmöglichkeiten an. (a) thin-skinned Lösung mit flachen Überschiebungen, die zu einem Abscherhorizont (detachment) führen oder (b) thick-skinned mit Überschiebungen, die das Basement involvieren.

In diesem Zusammenhang muß die Möglichkeit diskutiert werden, ob es sich nicht um eine Kombination oder Überlagerung beider Deformationsmechanismen handeln könnte, wie dies z.B. aus dem Vorland der Pyrenäen und der Westalpen (ROURE & COLETTA 1996) und aus dem Faltenjura (PHILIPPE et al. 1996) beschrieben wurde.

Mit unseren Mitteln (Oberflächenaufnahme, LANDSAT-TM Interpretation) gelang diese Entscheidung nicht. Hier lassen sich deshalb nur wenige Hinweise diskutieren: Die gebogene Form der Zinda-Pir-Antiklinale deutet wohl eher auf eine "thin-skinned-deformation" und ist gut mit dem Modell des "passive-roof-thrust-duplex" in Einklang zu bringen (vgl. "back-thrusts"). Die Geometrie würde dann einen Abscherhorizont in nicht zu großer Tiefenlage erfordern. Ferner spricht die Undulation der Faltenachse der Zinda-Pir-Antiklinale für eine "thin-skinned"-Deformation (freundl. mündl. Mitteilung Dr. A. Vollbrecht).

Die auffallendsten Merkmale des Antiklinoriums sind die zum "foreland" hin konvexe Form, Falten, Überschiebungen ("thrusts") und Transformstörungen ("transcurrent", "strike-slip" bzw. "tear faults"), die für die känozoischen Sedimente eine einheitliche tektonische Transportrichtung Richtung Westen zeigen, sowie die rheologische Stratigraphie der eozänen Karbonate mit ihren alternierenden kompetenten Kalkgesteinen und den inkompetenten Mergel- bzw. Tonstein-Serien.

In dem folgenden Kapitel werden die im Gelände beobachteten Strukturen nach plastischer Deformation ("ductil deformation") und bruchhafter Deformation ("brittle deformation") getrennt dargestellt. Die am häufigsten vorkommenden Falten sind westvergente Überschiebungsfalten ("thrust folds"). Das Auftreten dieser Falten ist in den meisten Fällen mit dem von Störungen verknüpft. Die Falten werden entlang der Ostflanke des Antiklinoriums in gleichen Maßstabsverhältnissen beobachtet. Die laterale Verbreitung der Strukturen, die hier beschrieben werden, wird in Kap. 4 in einem regionalen Zusammenhang dargestellt.

3.6.1 Plastische Deformation

Falten sind das besondere Merkmal von kompressiven tektonischen Regimen. Sie treten in allen Größenordnungen auf, so daß in der Literatur eine große Vielzahl von Darstellungen über Geometrie, Kinematik und Mechanismen von Falten und Faltung zu finden sind. RAMSAY & HUBER (1987 a, b), SUPPE (1983), TWISS & MOORES (1992) sind nur einige, die sich hiermit beschäftigen.

3.6.1.1 Kennwerte des Zinda-Pir-Antiklinoriums bzw. Barthi-Synklinoriums

Die beobachteten und interpretierten Faltenbilder sind alle möglichst im ac-Schnitt, also senkrecht zur Faltenachse, aufgenommen worden. Hierbei wird das Deformationsbild der Gesteinsschichten repräsentativ wiedergegeben (MEIER & KRONBERG 1989).

Im ac-Schnitt ist die Faltenspiegellinie des Zinda-Pir-Antiklinoriums bzw. des Barthi-Synklinoriums eine Aufwölbung bzw. muldenförmig gewölbt. Somit kann nach MEIER & KRONBERG (1989) von einem Antiklinorium bzw. Synklinorium gesprochen werden. Das Zinda-Pir-Antiklinorium besteht im bc-Schnitt aus einer Aneinanderreihung von 4 Antiklinalen (Dhodak-, Rhodo-, Afi-Band-, Zinda-Pir-). Im Bereich westlich hiervon verläuft ein

Synklinorium bestehend aus der Barhi-Synklinale und der Baghal-Chur-Synklinale (MOGHAL 1974a, b). Dabei handelt sich bei den genannten Falten um Falten I.Ordnung mit einer Wellenlänge über 10 km (MÖBUS 1989). Alle weiteren diskutierten Falten sind Falten höherer Ordnung.

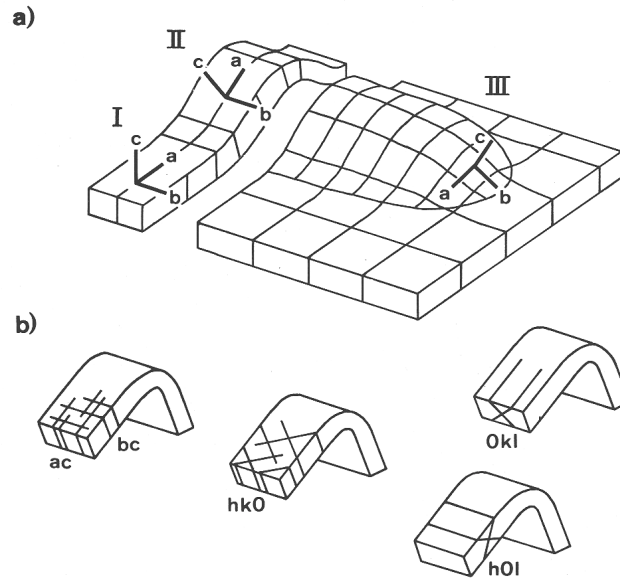


Abbildung 29: Orientierung eines Koordinatensystems zur Beschreibung der relativen Lagebeziehungen von Klüften innerhalb einer Falte (MEIER & KRONBERG 1989)

Die Falten I. Ordnung haben eine Faltenbreite von ca. 35 km. Da die weiteren Kennwerte abhängig von der Interpretation der Faltenklassen sind, können sie nicht eindeutig ermittelt werden. Die Falten I.Ordnung können jedoch als breite Falten beschrieben werden, da das Verhältnis von Amplitude zur Faltenweite sehr klein ist (MÖBUS 1989). Der Krümmungsradius entspricht einer Rundfalte. Der Öffnungswinkel ist weit (120° - 180°) und entspricht einer flachen Falte (Abb. 39). Durch den Einfluß der jungen Sedimentation im Zeitraum der Deformation können die Kennwerte je nach Schnittlage der Falten leichte Unterschiede aufweisen. Die Antiklinalen lassen sich besonders gut im Satellitenbild als Kofferfalten deuten. Dadurch scheint für die gesamte Struktur aufgrund der Zuordnung zu diesem Faltenotyp die Frage nach dem Mechanismus schon geklärt. Durch das Auftreten gegenteiliger Faktoren soll diese Frage später in Kap. 4 diskutiert werden.

3.6.1.2 Beschreibung der Falten höherer Ordnung

Die Falten höherer Ordnung weisen aufgrund ihrer Kennwerte und der Zuordnung zu den Faltenformen eine große Vielfalt auf. Im Anhang sind einige Beispiele dargestellt. Hier sollen nun die am häufigsten auftretenden Faltenformen diskutiert werden.

Neben asymmetrischen Faltenformen, die vergente Falten beschreiben sind Isoklinalfalten, Kofferfalten und Knickfalten die im Zinda-Pir-Antiklinorium am häufigsten vorkommenden Faltenformen. Isoklinalfalten sind nur untergeordnet in den inkompetenteren Schichten zu beobachten.

Kofferfalten treten am Westrand der Afi-Band-Antiklinale auf. Hier ist im Platy Limestone eine Zone mit Kofferfalten aufgeschlossen, die durch ihre oberflächennahe Lage auch im Satellitenbild als Lineation zu erkennen ist. Teilweise sind die Falten durch die hangenden Schichten überschoben.

Im White Marl Member sind auf den Schichtflächen in der nördlichen und östlichen Rhodo-Antiklinale Falten mit einer Faltenbreite von wenigen Metern und einer Amplitude von bis zu 2 m zu beobachten. Sie können auch als Monoklinalfalten ausgebildet sein. Eine Erklärung bietet Fig. 59 im oberen Bildteil. Hier ist in idealer Weise eine Duplexstruktur in der Einheit des Rubbly Limestone im ac-Schnitt zu sehen. Es ist für die beschriebenen Falten im White Marl Member mit ähnlichen Strukturen zu rechnen.

Die statistische Erfassung der Faltenflanken und deren Auswertung im Schmidt-Netz kann zu eine Abschätzung der Paläodeformationsrichtung führen (Abb. 30 und 32)

3.6.1.3 Lineation und Foliation

Da die Einheiten des Zinda-Pir-Antiklinoriums häufig durch eine bis zu 1m mächtige Verwitterungsschicht überdeckt sind und die Erosionsleistung sehr hoch ist, können nur an wenigen Stellen Aussagen über eine relative Bewegung innerhalb der Falten gemacht werden. Hierfür eignen sich die verwitterungsresistenten Karbonateinheiten besonders gut. Trotzdem sind nur zwei Aufschlüsse bekannt, in denen (Harnisch-) Lineationen beobachtet werden konnten. Sowohl im Rubbly Limestone am Kaura Sori Nala (Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale) als auch im White Marl Member am Vidor Nala auf der Westseite der Zinda-Pir-Antiklinale können Lineationen beobachtet werden. Beide Beispiele zeigen durch ihre schichtparallele Ausbildung ein schichtparalleles Gleiten an. Diese Ausgleichbewegungen, die auch als Biegegleitfaltung und Biegescherfaltung von EISBACHER (1991) beschrieben wird, führt zu Abscherhorizonten. Die Kinematik der Faltung kann zu einer zeitlichen und räumlichen Überlagerung von Translation, Rotation und Deformation führen.

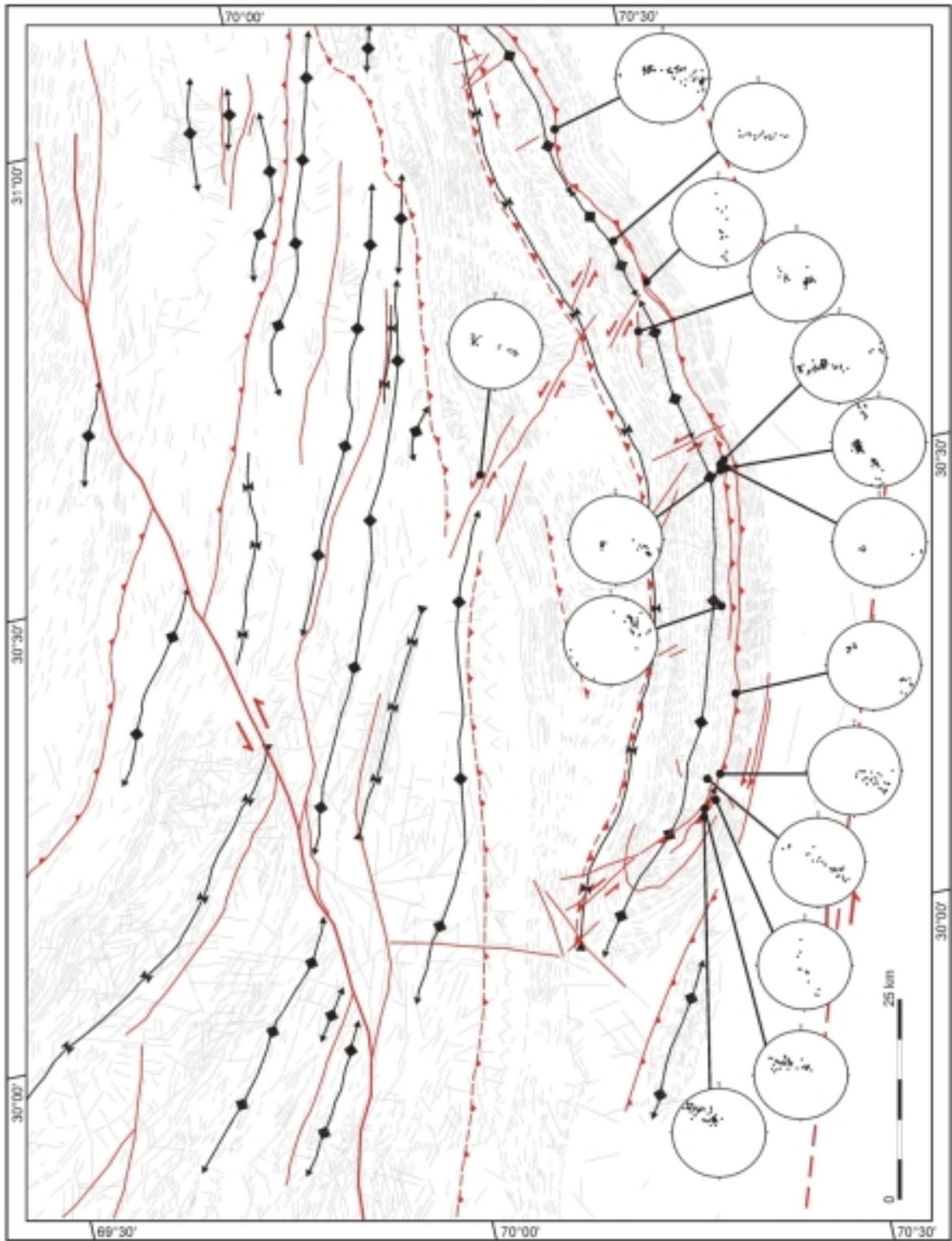


Abbildung 30: Tektonische Karte des Zinda-Pir-Antiklinoriums und angrenzender Gebiete mit der Darstellung der Flächengefügedaten im Schmidt'schen Netz.

3.6.1.4 Kinematik der Deformation

Nach den bisherigen Ergebnissen aus der Stratigraphie und den Satellitenbilddauswertungen kann ein Modell über den Ablauf der Deformation aufgestellt werden. Da die Middle Siwaliks im Bereich der Barthi-Synklinale in ihrer Streichrichtung vom generellen Streichen abweichen und die morphologische Auswertung des Flußnetzes für eine Hochstruktur (Sori-Nala-Hoch) sprechen, ist zu dem Zeitpunkt der Ablagerung der Middle Siwaliks der Beginn der Deformation und Hebung im Bereich der Zinda-Pir-Antiklinale. Danach folgte eine Phase der Exhumation ohne weitere Hebungereignisse. Die Zinda-Pir-Antiklinale wurde bis auf die eoziänen Einheiten erodiert und danach von den großen Flüssen durchbrochen. Diese Flüsse lagerten Terrassen ab, die in der folgenden Hebungsphase gehoben bzw. auf den Flanken der Antiklinale angekippt werden.

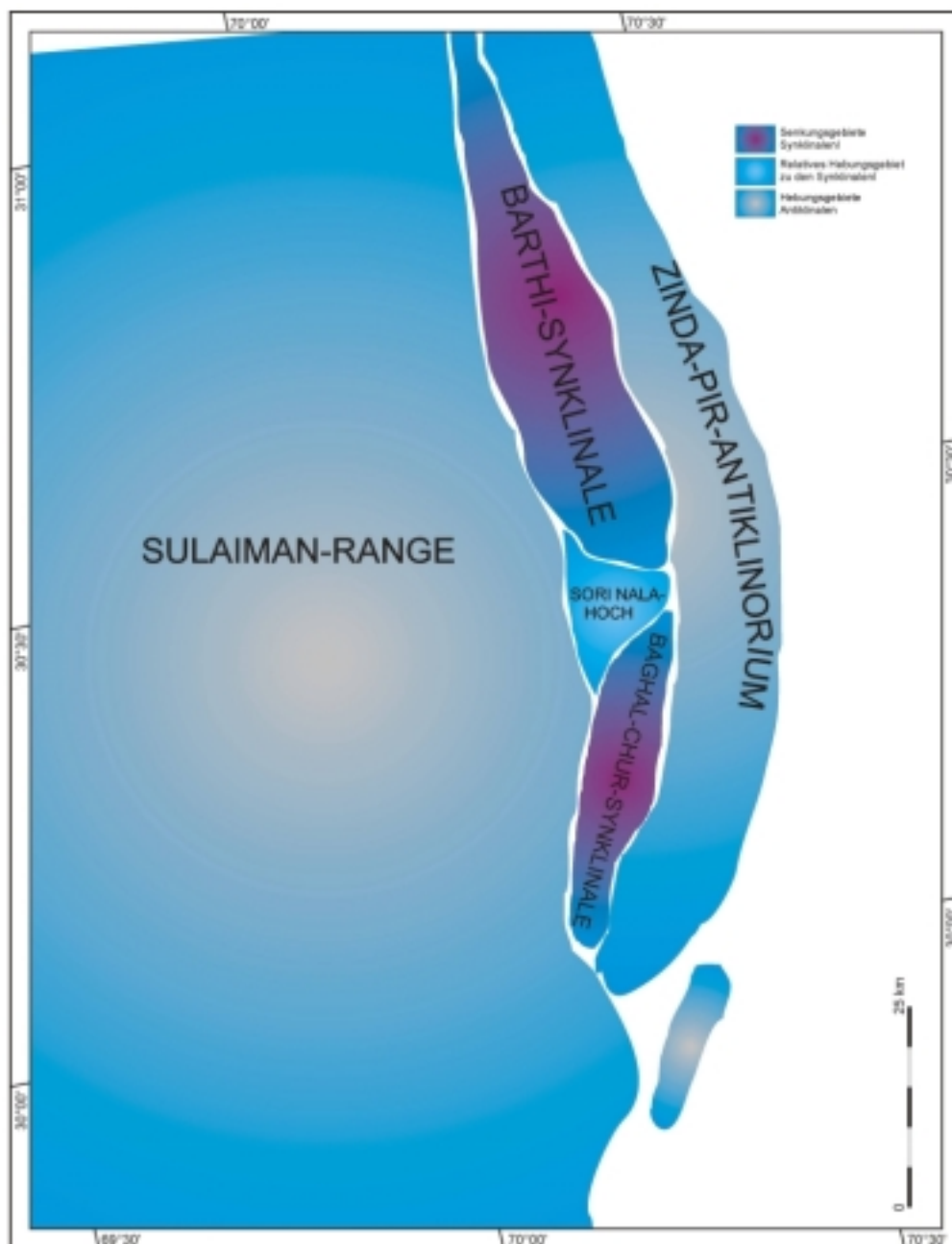


Abbildung 31: Überblick über Hebungs- und Senkungsgebiete im Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums und des angrenzenden Gebiete.

3.6.2 Bruchhafte Deformation

Der Nachweis einer Nord-Süd streichenden bedeutenden "back-thrust"-Zone auf der Ostflanke der Antiklinale kann durch die intensiven Geländebegehungen und Kartierungen erbracht werden (Eastern Zinda-Pir Fault). Diese "back-thrust"-Zone, die in den vorwiegend feinklastischen Sedimenten des Eozän verläuft, war bisher nur in den nördlichen Teilantiklinalen bekannt. Nunmehr können wir sie über 80 km weiter gegen Süden verfolgen. Zum Süden der Antiklinale verliert diese "back-thrust"-Zone stark an Bedeutung und geht in den ummantelnden Siwaliks zuerst in eine Faltenstruktur über bevor sie in den höheren Abschnitten der Siwaliks des Sattelschlusses nicht mehr erkennbar ist.

Es können junge (jünger als ca. 12.000 a) Aufschiebungen (Sprunghöhen bis zu ca. 6 m) auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale nachgewiesen werden - auch sie können als "back-thrusts" gedeutet werden (vgl. Kap. 3.7). In den gegen Süden an die Antiklinale anschließenden Bereichen findet sich auch eine junge Störung mit bedeutender Sprunghöhe, die einen vertikalen Versatz von über 10 m aufweist.

Die Auswertung ausgewählter Abschnitte des Sulaiman Gebirges mit Hilfe von LANDSAT- und SPOT-Daten (HELMCKE et al. 1998, JADOON & HELMCKE 1995) zeigt, daß Faltenrichtungen und Richtungen von Blattverschiebungen in ein Deformationsbild passen und eine Rotation des Sulaiman Lobus im Uhrzeigersinn nahe legen. Das regionale Verteilungsmuster der Falten und Störungen des Zinda-Pir-Antiklinoriums und der angrenzenden Gebiete der Sulaiman Range deutet auf zwei Deformationsakte hin, wie sie schon bei HELMCKE et al. (1998) für die Pishin-Flysch-Zone im Westen von Pakistan diskutiert werden. Abb. 32 zeigt die zeitliche und räumliche Verteilung der Deformation der Strukturen.

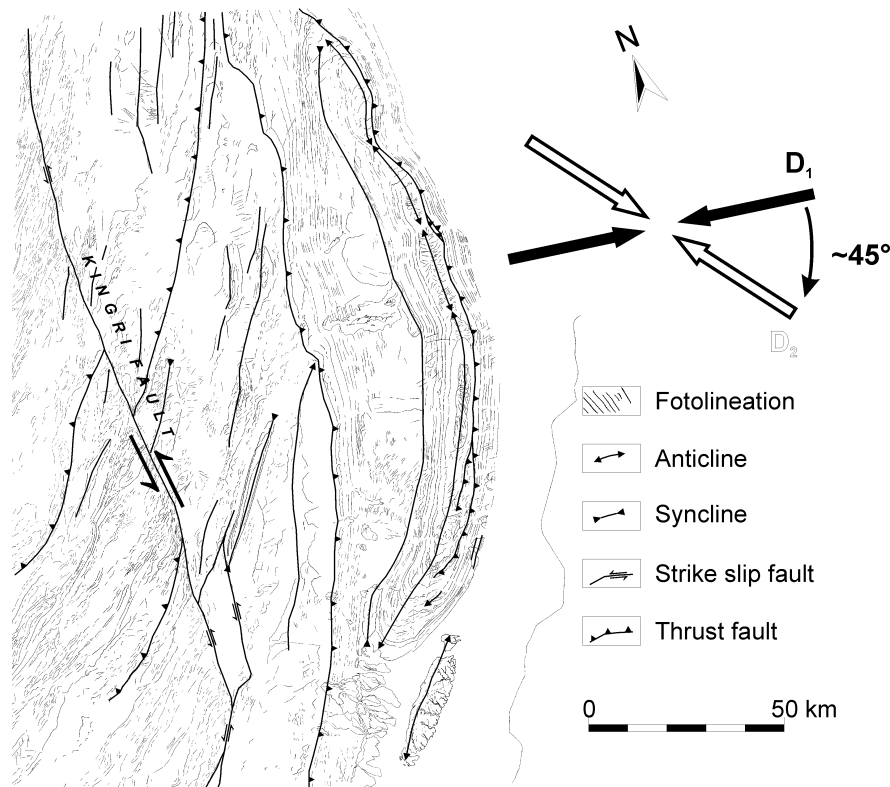


Abbildung 32: Zeitliche und räumliche Verteilung der Deformationsphasen in der östlichen Sulaiman Range. Die ältere D1-Deformation ist von der jüngeren D2-Deformation überlagert.

Die Kingri-Fault wird hier als sinistrale "strike-slip"-Störung interpretiert - hierbei könnte es sich um eine junge Störung handeln, die möglicherweise Deformationen des Basement nachzeichnet. Die Kingri-Fault teilt sich in ein divergierendes Störungssystem auf. Dadurch reißen östlich der Störung "pull-apart-basin" auf, die auf den LANDSAT-TM Szenen sehr gut zu erkennen sind. Die en echelon angeordneten Antiklinalen der östlichen Sulaiman Range werden durch das divergierende Störungssystem (splay faults, Überschiebungen Richtung NW) begrenzt.

Im Vergleich mit einem "Strain"-Ellipsoid können die theoretisch möglichen Strukturen wie sie in Abb. 33 für den Fall der einfachen Scherung ("simple shear") dargestellt sind, mit den im Gelände gewonnenen Daten verglichen werden. Es ist anzunehmen, daß die als "splay-faults" beschriebenen Störungen, die aus der Kingri-Fault aus einer Nord-Süd Richtung in eine Nordost-Südwest streichende Richtung umschwenken relativ jung sind und die eozänen bis quartären Sedimente "durchschlagen". Hier pausen sich Störungen durch, die schon vor der Kreide als Extensionsstrukturen angelegt wurden. Durch eine Inversion können auch sie reaktiviert worden sein. Ob sie ebenfalls das Basement in die Deformation einbeziehen kann nicht geklärt werden.

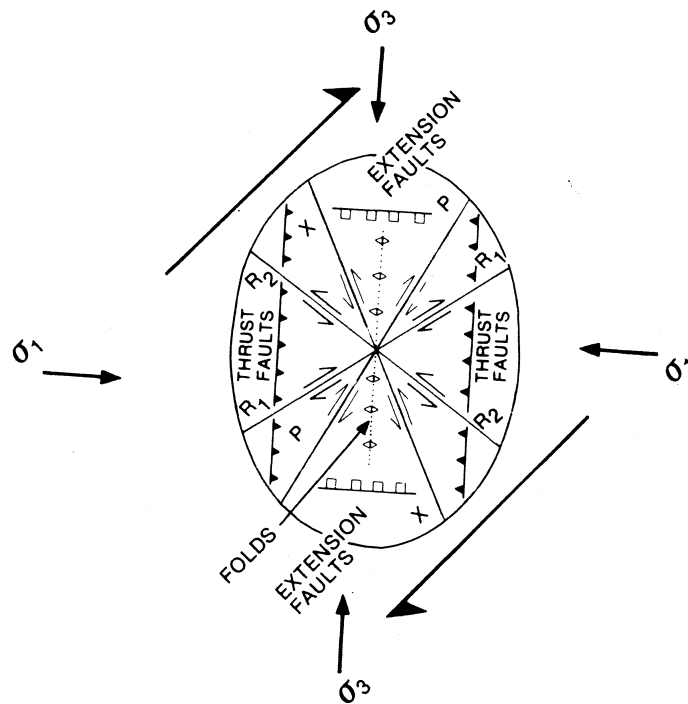


Abbildung 33: Vergleich eines Strain-Ellipsoids mit den Strukturen im Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums.

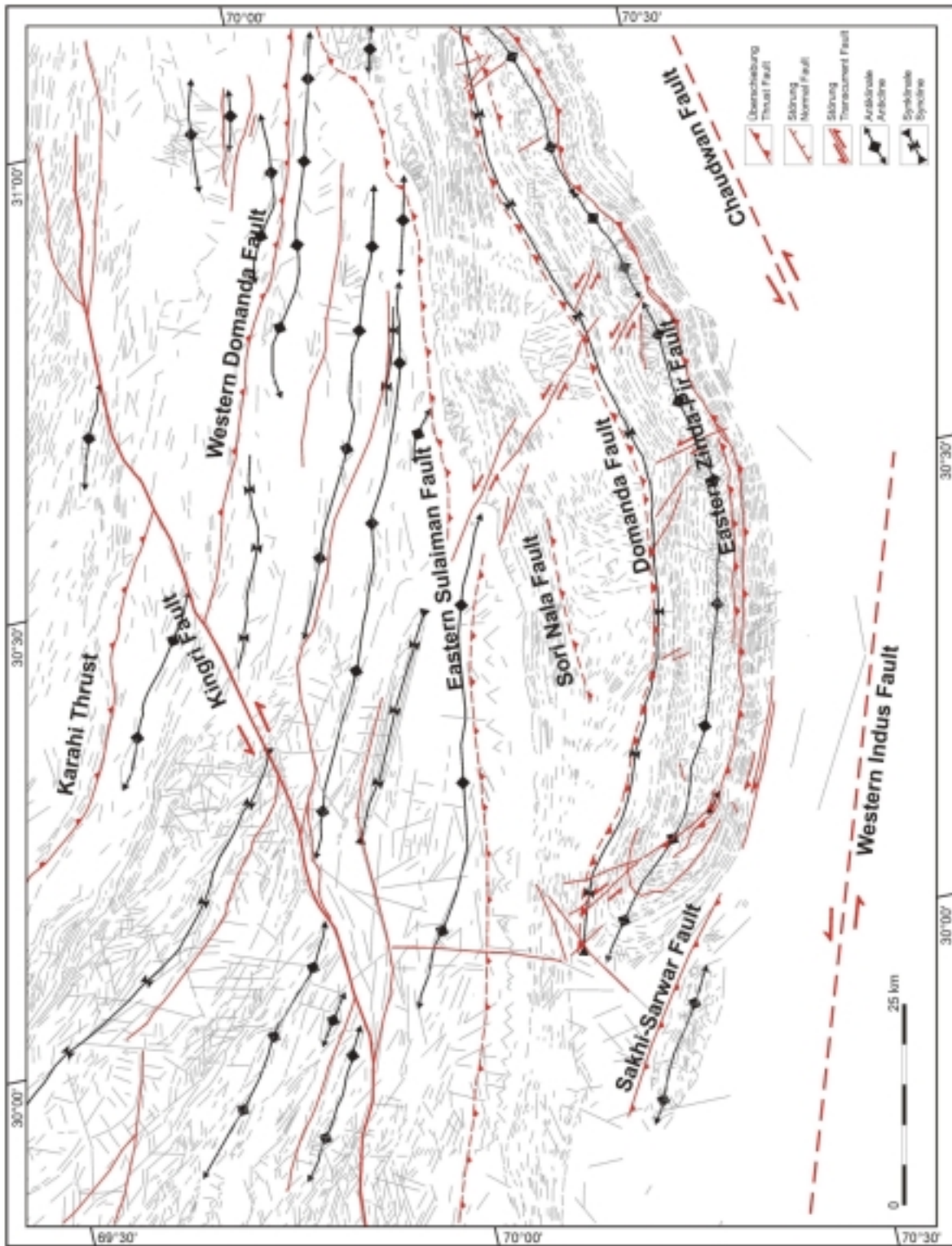


Abbildung 34: Störungen im Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums und der angrenzenden Gebiete.

3.6.2.1 Störungen

Westlich des eigentlichen Arbeitsgebietes ist die große Nordnordwest-Südsüdost streichende Kingri Fault beschrieben (BANNERT et al. 1992). Sie kann als große sinistrale "strike-slip"-Störung erkannt werden. Nordöstlich davon schließen sich en echelon angeordnete Falten in der Einheit des Pab Sandstone (O' Kreide) an. Diese werden zum Fort-Munro-Antiklinorium gezählt. Dies ist ein entscheidende Hinweis für eine Scherzone wie sie u.a. bei WILCOX et al. (1973) als "wrench-zone" beschrieben ist. "Wrench faults" sind steil aufeinander stehende ("high-angle") "strike-slip"-Störungen von großer linearer Ausbreitung. Das Basement ist in diesem Fall in die Deformation mit einbezogen, da der Vorgang das Ergebnis von Scherbewegungen von Krustenblöcken ist (MUNDL 1988). Eine Konsequenz von derartigen parallelen Versätzen ist ein kompressiver oder tensionaler stress, der die überlagernden Sedimente beeinflusst.

3.6.2.2 Klüfte und Brüche

In den Teil-Antiklinalen des Zinda-Pir-Antiklinoriums sind Kluftsysteme schon auf den Satellitenbilder zu erkennen. Sie sind durch diagonal über die Afi-Band- und Rhodo-Antiklinale verlaufende Lineationen zu beobachten. Besonders ausgeprägt sind sie in den eozänen Einheiten des Platy Limestone (Fig. 26). Hier bilden sie relativ ebene Bruchflächen aus, die diagonal zur Faltenachse verlaufen. Dieses Diagonalkluftsystem kann nach MEIER & KRONBERG (1989) besser als das orthogonale System für eine Charakterisierung der Verhältnisse zu Beginn und Ende der Faltung herangezogen werden. Bei einsetzender Faltung führen die Einengungsvorgänge zur Entstehung des hk0-Kluftsystems. Besonders wichtig scheinen diese Aussagen zu sein, da die Klüfte auch Ausgangsflächen für Störungen sein können. Im weiteren Deformationsstadium können h0l-Klüfte entstehen, die die Falten-schenkel durchsetzen. Sie können zu ein- oder zweiseitigen Aufschiebungen des Faltenkernes führen.

In den Kluftrosendiagrammen (Abb. 35) tritt eine Schar der Kluftflächen zwar nicht deutlich hervor. Aber die Nordwest-Südost streichende Richtung ist auch im Satellitenbild die vorherrschende Richtung der Klüfte.

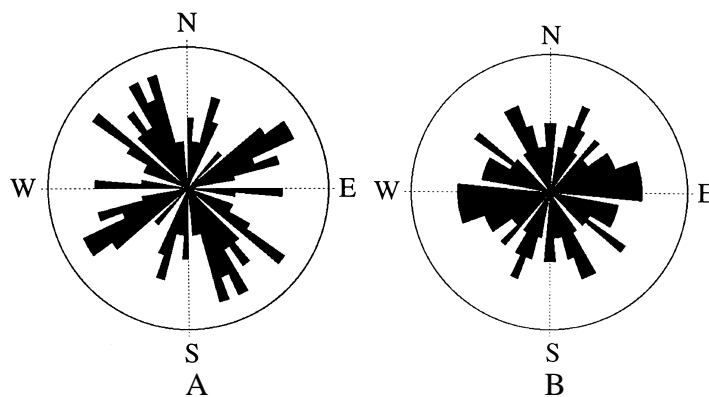


Abbildung 35: Kluftrosendiagramm für die eozänen Einheiten (A) und die Nari Formation (B, RAMIN 1997) im Bereich der Barthi-Synklinale (RAMIN 1997).

3.6.3 Geologische Profile

Das klassische Grundproblem in der Geologie, aus unzureichenden Oberflächendaten verlässliche Aussagen über den Bau des Untergrundes zu erhalten (ONCKEN 1989), zeigt sich auch bei der Bearbeitung der geologischen Profile. Da die lückenhaften Daten aus den Geländearbeiten keine kontinuierlichen Modellabbildungen (Profile, etc.) zulassen, stellt sich wie BITTERLI (1988) feststellt immer wieder das gleiche Grundproblem: Die Anzahl verfügbarer Daten (Aufschlüsse, Bohrungen, Seismik, usw.) ist zu gering für eine sichere Interpolation und besonders für eine Extrapolation in die Tiefe. Ohne weitergehende Annahmen lassen sich unzählige Lösungsvarianten konstruieren, die zudem stark durch den persönlichen Erfahrungsschatz geprägt sind.

Einige Grundprinzipien des Bilanzierens werden angewendet. Fast alle tektonischen Strukturen sind das Ergebnis heterogener Deformation. Die Erzeugung exakter Profile verlangt eine möglichst genaue Kenntnis der o.a. Daten. Als eine vereinfachende Annahme werden folgende Voraussetzungen getroffen. Geologische Körper werden durch Rotation, Translation und (heterogen) einfache Scherung (simple shear) deformiert. Es findet somit ebene Deformation ohne eine Flächenänderung in der Profilebene statt. Damit dürfen Profile nur so angeordnet werden, daß sie parallel zur Verformungsebene liegen (WOODWARD et al. 1989). Das Prinzip der Massenerhaltung bei der Deformation reduziert sich auf ein geometrisches Prinzip der Erhaltung der Flächen der Profilebene. Da unter diesen Bedingungen immer noch eine große Zahl von Lösungen konstruierbar ist (SUPPE 1983), ist ein zusätzlicher Test an der geologischen Realität notwendig. Nach ONCKEN (1989) sind die so konstruierten und bilanzierbaren Profile nicht notwendigerweise wahr. Sie zählen aber zu der Klasse widerspruchsfreier Lösungen.

Die hier dargestellten Profile konnten nicht genau nach diesen Kriterien ausgewählt werden. Denn die Auswahl mußte nach praktischen Gesichtspunkten im Gelände erfolgen. Hier spielen Aufschlußverhältnisse, Wegbarkeiten und Durchführbarkeit eine größere Rolle als die theoretischen Voraussetzungen. Bei der Konstruktion der Profile haben die Satellitenbilder als Übersichtskarte gedient. Einzelne Kinkbänder wurden vom Interpreten auf die Profile übertragen, so daß daran die einzelnen Einfall-Domänen der Kofferfalten interpoliert werden konnten.

Folgende geologische Profile wurden bearbeitet (Verlauf von Norden nach Süden)
(Anlage 1):

- Profil A: Dhodak-Antiklinale
- Profil B: Afi-Band-Antiklinale
- Profil C: Lagthal
- Profil D: Sori Nala, mittlere Zinda-Pir-Antiklinale
- Profil E: Vidor Nala, südliche Zinda-Pir-Antiklinale
- Profil F: Rakhi Nala – Sakhi-Sarwar-Antiklinale

Die Lage der Profile ist in Abb. 36 dargestellt.

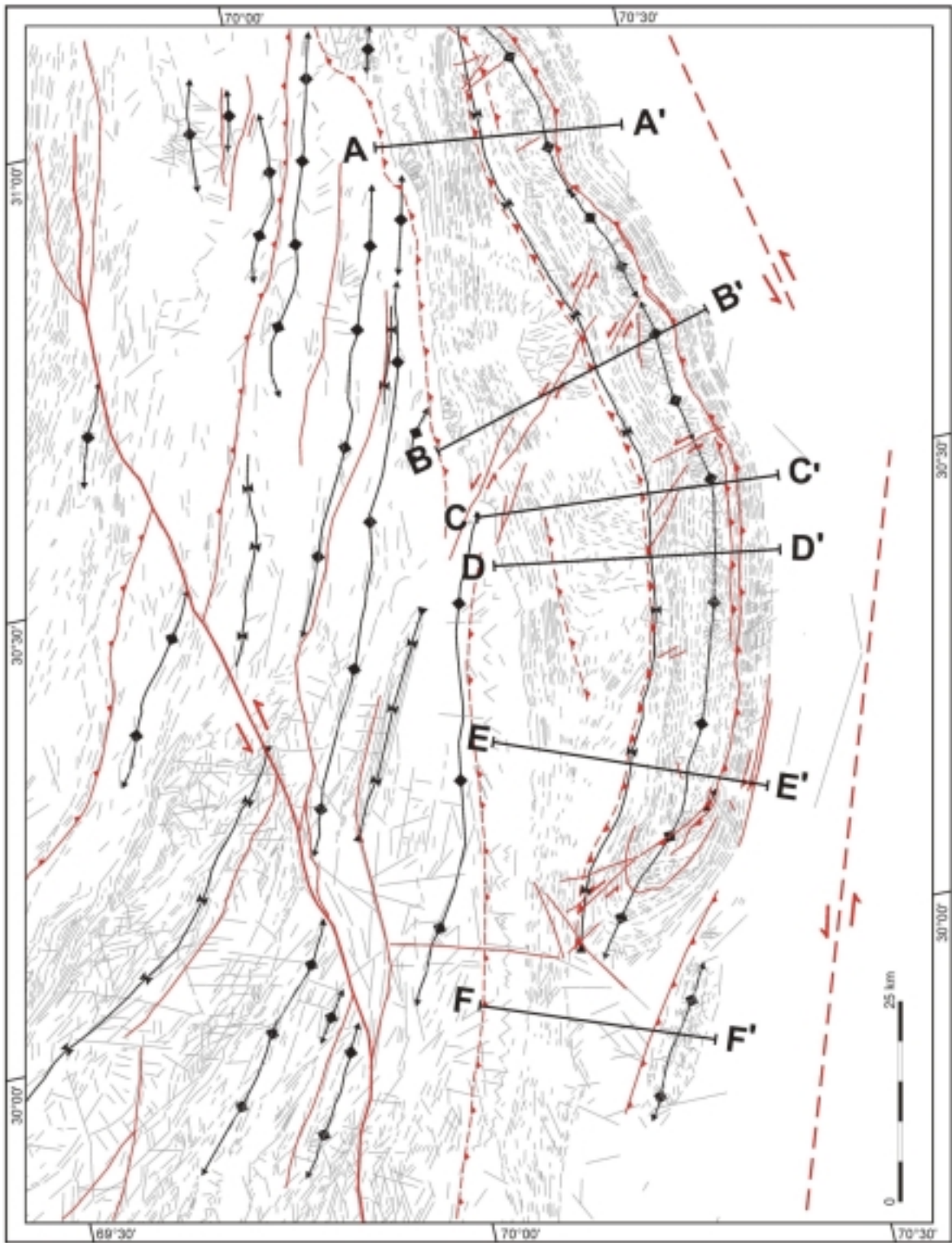


Abbildung 36: Lage der geologischen Querprofile im Arbeitsgebiet.

Vom Paläozän und Eozän bis einschließlich der Middle Siwaliks sind die Mächtigkeiten der lithostratigraphischen Einheiten etwa gleich. Nur tektonische Ursachen wie Überschiebungen, Verdopplung der Schichtfolge oder Störungen führen zu signifikanten Mächtigkeitsunterschieden. Die Upper Siwaliks sind nicht flächendeckend im Arbeitsgebiet aufgeschlossen. Nur im Bereich der Barhi-Synklinale und östlich bis südöstlich der Dhodak-, Afi-Band- und Zinda-Pir-Antiklinalen lassen die Aufschlußverhältnisse Aussagen über die Mächtigkeit und die Ablagerungsbedingungen zu. Im Satellitenbild ist zu erkennen, daß die Schüttung von Westen nicht im gesamten Bereich über das Antiklinorium herüberreicht (vgl. Kap. 2.1).

Bei der Konstruktion der einzelnen Profile werden den eigenen Geländeaufnahmen die größte Wertung zugesprochen. Diese Daten (Meßwerte, Faltengeometrien, etc.) sind für die Interpretation und insbesondere für die Diskussion der Deformationsmechanismen eine wichtige Hilfe. Da auf seismische Profile nicht zurückgegriffen werden konnte, kann eine eindeutige Interpretation besonders in die Tiefe nicht erfolgen. Es werden hier nur mögliche Lösungen diskutiert. Alle Daten, die zur Verfügung stehen, werden hierbei berücksichtigt. Dabei sind die überregionalen Auswertungen der LANDSAT-MSS Bilder hilfreich, indem sie den Verlauf von Störungen und Strukturen auch außerhalb des Arbeitsgebietes zeigen.

Von Norden nach Süden zeigt sich ein Trend, der auch schon durch die Satellitenbilddauswertungen auffällt. Die westvergente Überschiebung auf der Ostflanke des Zinda-Pir-Antiklinoriums wird nach Süden hin steiler bis überkippt. Dies läßt den Schluß zu, daß diese Störung zur Zeit der Hebung des Zinda-Pir-Antiklinoriums im Süden früher angelegt wurde als im Norden. Sie ist auch im Bereich der abtauchenden Faltenachse der Fort-Munro-Antiklinale mit in die Faltung einbezogen. Dies spricht für eine Anlage der Störung vor der Faltung der kretazischen Sedimente in der Sulaiman Range.

3.6.4 Hebungsraten

Die Erosion und Hebung kann nach der folgenden Formel von ENGLAND & MOLNAR (1990) berechnet werden.

$$\text{uplift of rocks} = \text{uplift of surface} + \text{exhumation} \quad (1)$$

Die Hebung der Gesteine berechnet sich daraus aus der Oberflächenhebung bezüglich der Meeresoberfläche (Geoid) und dem entgegen der Hebung wirkenden Abtrag (exhumation). Beide Werte werden durch Geländedaten (Höhenmessung) und einfache Profildarstellungen berechnet (Abb. 37).

Um die relative Oberflächenhebung bezüglich der Meeresoberfläche zu erhalten, nutzen wir die Nari Formation (intertidale Fazies) als Markerhorizont. Der Übergang von mariner zu terrestrischer Sedimentation entspricht der Küstenlinie vor ca. 20 Ma. Da das Südende des Zinda-Pir-Antiklinoriums von jüngsten Siwaliksedimenten umgeben ist und Terrassen der rezenten Flußsysteme von den jüngsten Siwaliks durchbrochen sind, kann die Hebung erst nach dem Ende der Siwaliksedimentation eingesetzt haben. Durch die Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen liegen Daten für den Beginn der Hebung vor. Wir erhalten für die Datierungen ähnliche Alter wie JOHNSON et al. (1982) und FRIEDMANN et al. (1992) im Potwar Plateau diskutieren.

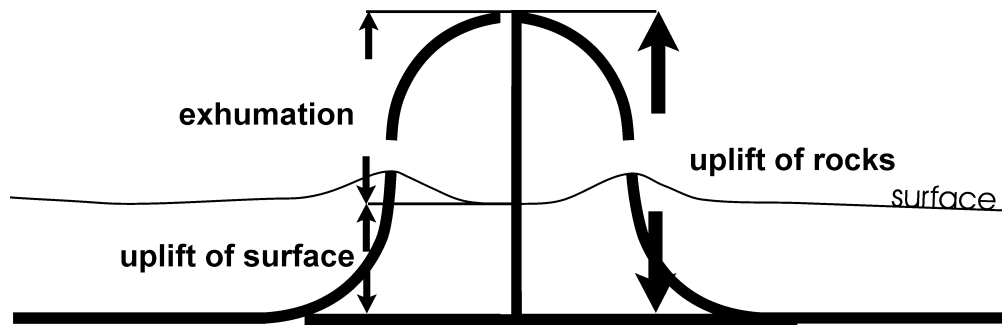


Abbildung 37: Schema der Berechnung der Hebungsrate von Orogenen nach ENGLAND & MOLNAR (1990).

Da ein etwa gleicher Gradient angenommen wird, kann man heutige Verhältnisse als Vergleich heranziehen, d.h. der Indus lag auch damals im Arbeitsgebiet ca. 130 m ü.NN. Die Berechnung ergibt einen absoluten Hebungsbeitrag der Oberfläche von ca. 800 m (1,0 - 1,14 mm/a). Damit kann der Hebungsbeitrag genauer definiert und berechnet werden.

uplift of surface: 800 m Hebung in 700.000 bis 800.000 a
1,0 - 1,1 mm/a

exhumation: 7600 m exhumation bis zum Top der Ranikot Formation
(Paläozän)
im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale in 700.000 bis 800.000 a
9,5 - 10,9 mm/a

uplift of rocks: uplift of surface + exhumation
(1,0 - 1,1 mm/a) + (9,5 - 10,9 mm/a)
10,5 - 12,0 mm/a

Danach beträgt die Hebungsrate 10,5 - 12,0 mm/a. Im Vergleich zu Hebungsrate im Himalaya / Karakorum, die von ZEITLER (1985) mit >6 mm/a bestimmt wurden, sind die Daten des Zinda-Pir-Antiklinoriums sehr hoch. Ähnlich hohe uplift Raten sind nach LEEDER (1991) nur in Kalifornien (ROCKWELL et al. 1988) im Iran (VITA-FINZI 1979) und in Argentinien (KADINSKY-CADE & REILINGER 1985, ZAPATA & ALLMENDINGER 1996) bekannt.

Wenn es gelingt, das Alter der Deformation des Zinda-Pir-Antiklinoriums noch genauer zu datieren - wir vermuten ein noch jüngeres Alter der Hebung - dann liegen die Hebungsrate noch höher.

Kalkuliert man die Hebungsgeschichte der Zinda-Pir-Antiklinale auf der Grundlage der inversen Abfolge der tertiären Gerölle, kommt man zu einer anderen Größenordnung des "uplift of surface" als in dem Fall, daß die Berechnung auf Grundlage des Auftretens der Gerölle aus Pab Sandstone erfolgt.

3.7 Aktive Tektonik

Unter aktiver Tektonik versteht man gegenwärtige Ereignisse, die in einer Frequenz von 10.000 a, 35.000 a, 150.000 a oder 500.000 a wiederkehren können. Aktive Gebirgsbewegungen sind durch aktive Störungssysteme und aktive Faltung charakterisiert. Sie äußern sich ebenfalls in Erdbeben, die als Folge dieser Bewegungen entstehen (WALLACE 1986, YEATS 1986).

Der Antrieb für die kompressive Deformation im Bereich der Sulaiman Range ist sicher in der anhaltenden Norddrift der Indopakistanischen Kontinentalplatte zu suchen. Sie äußert sich auch in den zahlreichen Erdbeben, die in jüngster Vergangenheit auftraten

Wie in Kap. 3.3.13 für die Lower Siwaliks am Sanghar Lahar beschrieben wurde, sind auch am Sori Nala im Kern und am Sakhi Sarwar Nala auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale weitere Thermalquellen zu finden. Sie sind ähnlich wie am Sanghar Lahar im Flußtal in den subrezent bis rezenten Flußsedimenten angelegt. In Quellen von bis zu 1m Durchmesser vermischen sie sich an der Oberfläche mit den Flußwässern.

Die Auswertungen des regionalen Störungsmusters ergibt, daß diese Quellen an Störungszonen von tear faults liegen, die als Querstörungen zu den großen strike-slip Störungen in der Indus-Ebene und in der Sulaiman Range zu interpretieren sind. Da Thermalquellen als Anzeiger für aktive tektonische Bewegungen dienen können, werden sie hier als Indikatoren für eine junge Deformation herangezogen.

Weitere Hinweise für eine aktive Tektonik sind in den Erdbeben zu suchen, die auch rezent das Arbeitsgebiet erschüttern.

3.8 Seismizität

Erdbeben sind plötzliche, kurzfristige Entlastungserscheinungen der auftretenden Spannungen im Untergrund an Subduktionszonen, Kollisionszonen oder Transformstörungen ozeanischer oder kontinentaler Platten (BOLT 1984, TWISS & MOORES 1992, STEWART & HANCOCK 1994).

Wenn der Reibungswiderstand gegen den durch die Platten übertragenen Druck entlang einer Bruchzone überschritten wird, kommt es zu einer plötzlichen Verschiebung, die einen Spannungsabbau bewirkt und sich als Erdbeben äußert. Ein Großteil der Energie wird als Reibungswärme freigesetzt. Nur ein kleiner Prozentsatz der Gesamtenergie wird in seismische Energie umgewandelt, die in Form von wellenförmigen Schwingungen nach allen Seiten hin abgegeben wird (BOLT 1984).

Abhängig davon, ob eine bestimmte Fläche im Bereich des Hypozentrums kompressiver oder extensiver Bewegung entlang der Störung ausgesetzt ist, kann die erste Bewegungsrichtung (P-Welle) nach oben (positiv) oder nach unten (negativ) gerichtet sein. Diese ersten Wellen können dann in zwei Ebenen in einem Stereonez geplottet werden, die dadurch entlang zweier Großkreise einen kompressiven (positiven) Bereich von einem extensiven (negativen) Bereich abgrenzen. Diese Ebenen werden auch als "nodal planes" bezeichnet (STEWART & HANCOCK 1994). Herdflächenmechanismen sind durch diese Methode nicht eindeutig zu bestimmen. Nur durch zusätzliche Beobachtungen von Nachbeben

und/oder Geländebeobachtungen (z.B. Störungsbahnen an der Oberfläche) können die korrekten Bewegungsebenen eines Erdbebens bestimmt werden. Der Bruchvorgang (Ruptur) orientiert sich bevorzugt an präexistierenden Störungszonen, es kommt aber auch zur Ausbildung neuer Störungen (BOLT 1984).

Unter tektonischen Beben gibt es drei dominierende Mechanismen:

- Abschiebungsbeben, welches einem Dehnungsregime folgt
- Aufschiebungsbeben, welches auf ein kompressives Spannungsfeld deutet
- Blatt- oder Seitenverschiebungsbeben. Hierbei gleiten zwei Blöcke nahezu horizontal aneinander vorbei.

In Abb. 38 sind weitere Herdflächenmechanismen und deren typische Störungsbewegungen dargestellt. Es ist sehr unwahrscheinlich in der Natur reine strike-slip-, Normal- oder Überschiebungsstörungen zu beobachten. Bei vielen Erdbeben sind Mischformen der Störungsbewegungen zu beobachten.

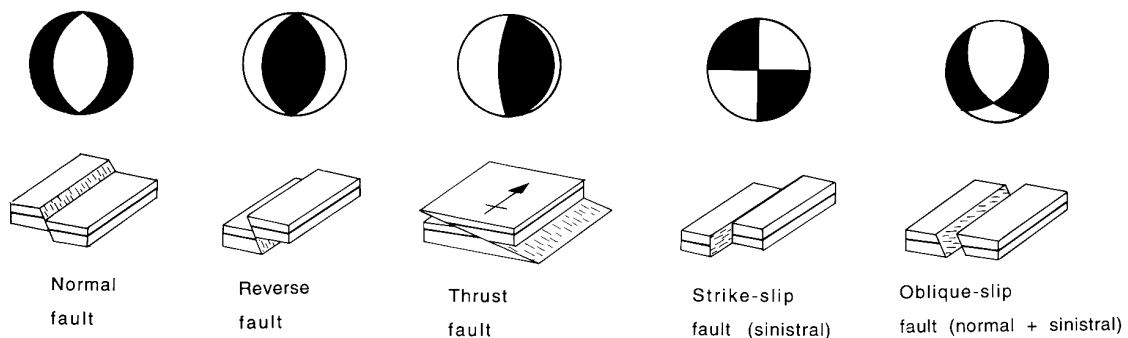
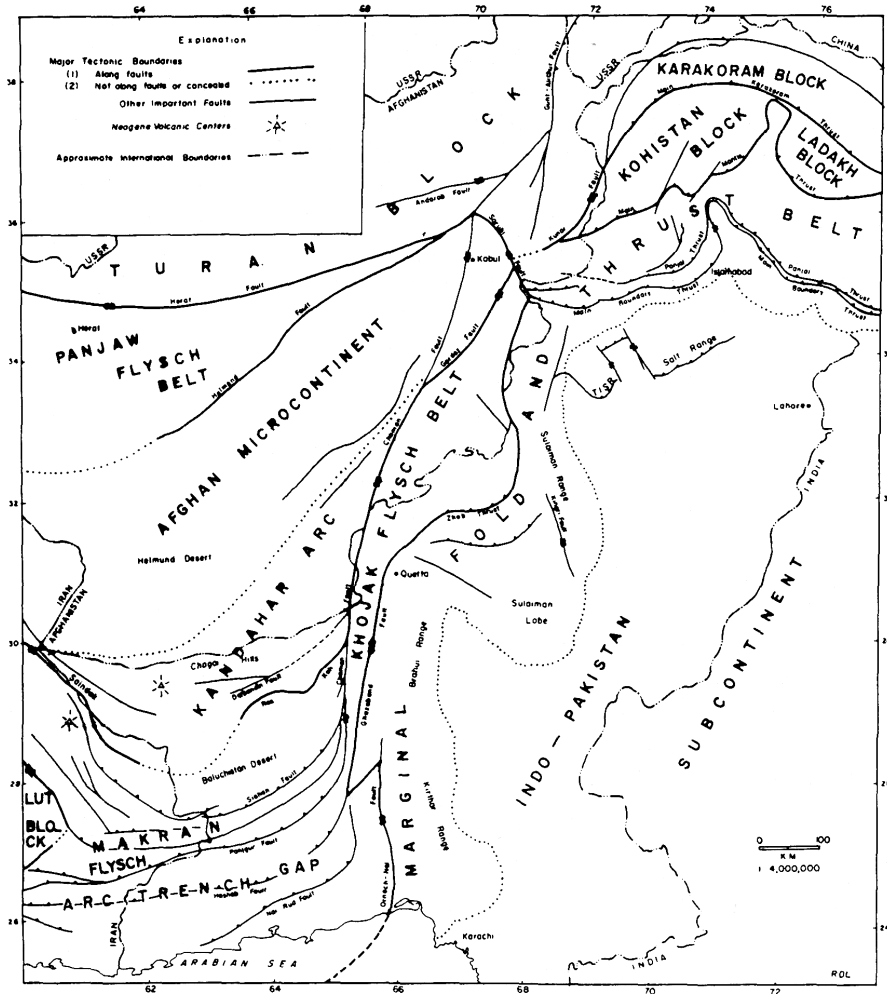


Abbildung 38: Die wichtigsten Herdflächenmechanismen von Erdbeben und die Bewegungsrichtungen der Störungen. (STEWART & HANCOCK 1994)

3.8.1 Seismische Aktivität des Western-Fold-Belt

Die Lage der tektonischen Platten im Gebiet Afghanistan - Pakistan - China (FARAH et al. 1984) und die damit verbundene seismische Aktivität zeigt, daß vor allem seitlich der lobenförmigen Gebirgsbögen von Kirthar- und Sulaiman Range eine hohe Intensität von Erdbeben zu beobachten ist.

Im Bereich Hindukush und West-Pakistan wurden von VERMA et al. (1980) Erdbeben zwischen 1890 und 1970 ausgewertet, die eine Magnitude ≥ 4.5 aufweisen (Abb. 40). Die Lage der Epizentren (senkrecht über dem Hypozentrum) dieser Erdbeben und die Tiefenlage der Hypozentren (Erdbebenherd) weisen auf Flach- (bis 70 km Tiefe) und Zwischenbeben (70-300 km Tiefe) hin.



THE TECTONIC BOUNDARIES IN PAKISTAN

Abbildung 39: Lage der tektonischen Platten im Gebiet Afghanistan – Pakistan.
(FARAH et al. 1984)

Entlang der Sulaiman Range beobachtet man eine Bebenhäufung im Gebiet der wrench-zone (ABDEL-GAWAD 1971) der Marri-Bugti-Hills. Beben treten nach VERMA et al. (1980) hier nur im Bereich der unteren Kruste und des Mantels auf. ROWLANDS (1978) beschreibt die Beben im Baluchistan-Arc als Flachbeben mit strike-slip Charakter.

Das Basement im Bereich der Zinda-Pir-Antiklinale liegt nach JADOON et al (1994b) in ca. 10 km Tiefe, so daß alle Beben im Bereich des Basements stattfinden. Eigene Auswertungen von Erdbebendaten der Jahre 1966-1994 sind in Abb. 41 dargestellt. Deutlich sind auch Beben innerhalb des Basements zu beobachten. Herdflächenlösungen des Katalogs der Harvard Universität (HRV) sind gegenüber denen des Earthquake Research Institute of the University of Tokyo (ERI) und dem United States Geological Survey (USGS) am vollständigsten und (HELFFRICH 1997). Diese Quelle und die Daten des amerikanischen CNSS Kataloges (Council of the National Seismic System) werden hier als Datenquelle herangezogen.

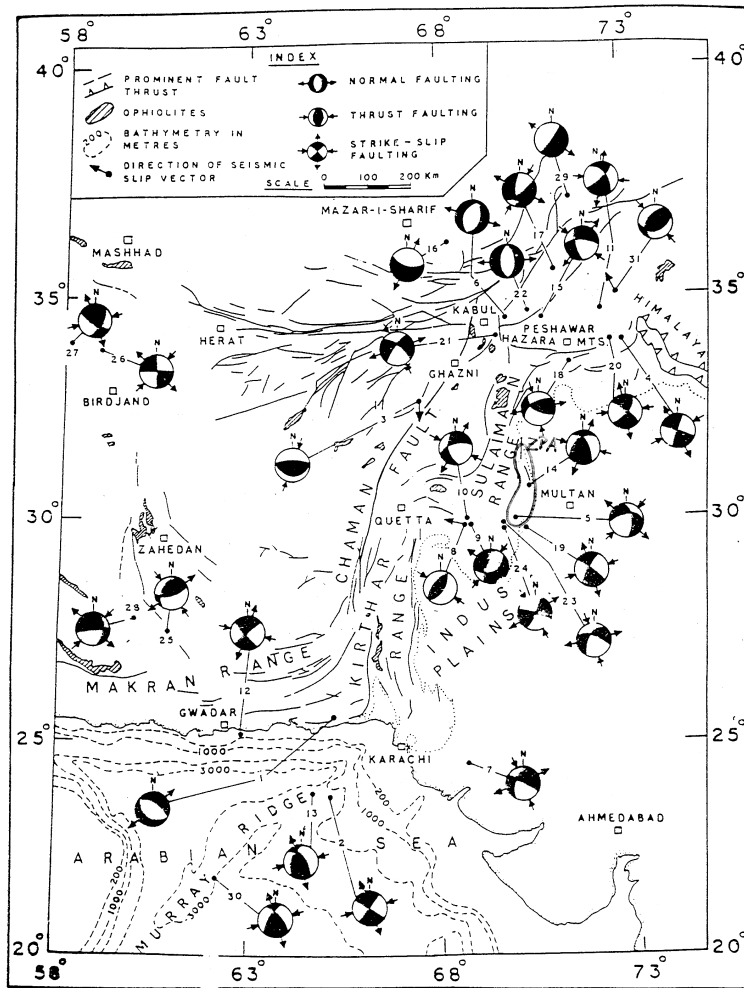


Abbildung 40: Lage der Erdbeben im Bereich von Pakistan. (VERMA et al. 1980)

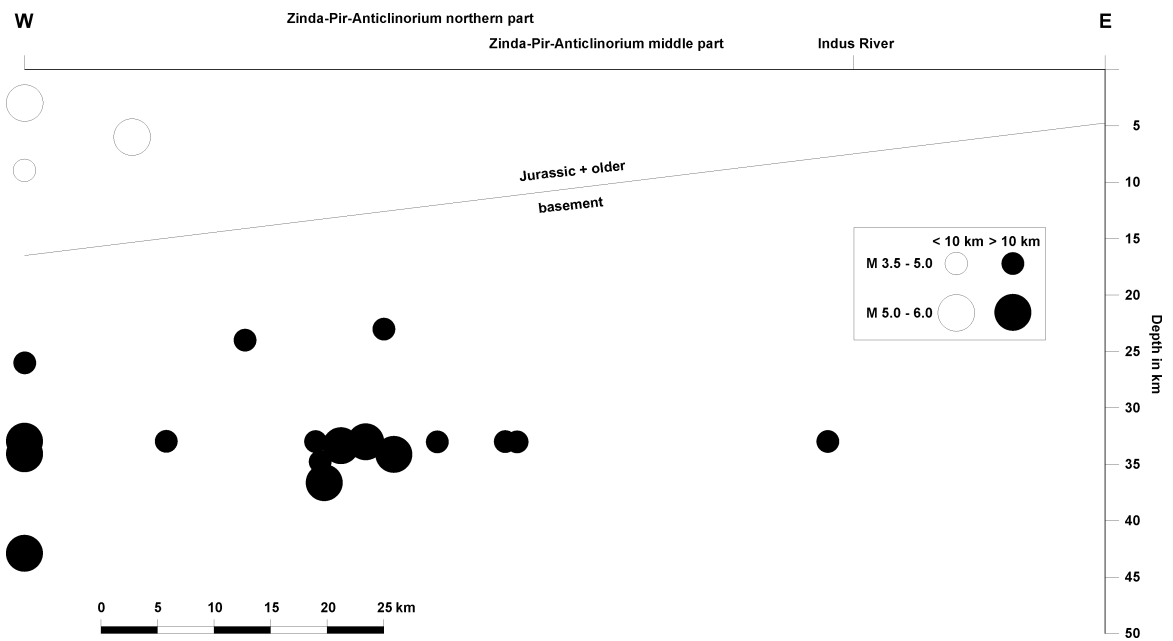


Abbildung 41: Herdflächen im Gebiet des Zinda-Pir-Antiklinoriums und angrenzender Gebiete (Zusammenstellung der Daten des HRV- und CNSS-Kataloges mit frdl. Unterstützung durch Dipl.-Geophys. D. Franke, BGR).

3.9 Angewandte Geologie

In diesem Kapitel werden Hinweise auf Lagerstätten und deren wirtschaftliche Nutzung sowie auf die Geologie betreffende Probleme wie Bodenversalzung und deren (geologische) Ursachen, Naturkatastrophen (Überschwemmungen, Erdbeben) und deren Auswirkungen (Straßenbau) gegeben.

3.9.1 Mineralische Lagerstätten

Bei den mineralischen Lagerstätten handelt sich vorwiegend um die Nutzung von Bausteinen zum Hausbau in den Dörfern des Arbeitsgebietes oder der Gewinnung von Rohstoffen zur Zementherstellung.

Zum Hausbau werden in lokalen kleinen Steinbrüchen der plattigen Kalksteine des Platy Limestone und des White Marl Members abgebaut. Durch die einfache Bauweise und den geringen Einsatz von technischen Hilfsmitteln werden die Bausteine nur wenig weiterbearbeitet.

Im Zementwerk am Belab Nala werden die Kalk- und Tonsteine des Dunghan Limestone sowie der Gips der Ghazij Shales weiterverarbeitet. Die Steinbrüche hierfür befinden sich im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale und die Rohstoffe für die Zementherstellung werden durch ein ca. 10 km langes Rollband zum Zementwerk am Rande der Antiklinale transportiert. Durch dieses Zementwerk werden der Bundesstaat Punjab und weite Teile Pakistans mit Zement versorgt.

Auch die Gerölle in den Flußtälern und auf den Terrassenflächen am Ostrand des Zinda-Pir-Antiklinoriums werden wirtschaftlich genutzt. Dabei werden die harten Quarzite des Pab Sandstone z.B. als Mühlsteine verwendet. Die Gerölle der Terrassenflächen und der Konglomerate der Upper Siwaliks werden im Straßenbau für den Oberbau oder als Dammbaustoff benutzt. Sie werden auf einfache Weise trocken gesiebt und anschließend vor Ort eingebaut.

3.9.2 Nicht-Mineralische Lagerstätten

Die nicht-mineralischen Lagerstätten spielen eine wirtschaftlich größere Rolle als die mineralischen Lagerstätten. Die in den 80-er Jahren durchgeführte Erdöl- und Erdgasexploration führte dazu, daß im Bereich der Dhodak-Antiklinale Kondensat gefunden wurde. Seit 1994 wird im Dhodak-Oil-Field Öl-Kondensat gefördert und in der Dhodak-Gas-Plant zu Liquid-Petroleum-Gas (LPG) weiterverarbeitet. Das Kondensat wird in zahlreichen Bohrungen direkt im Kern der Dhodak-Antiklinale aus der Einheit des Pab Sandstone gefördert und durch eine Pipeline bis zur Raffinerie am Rand der Antiklinale transportiert. Die Raffinerie, die auf dem Prinzip der Schwerentrennung arbeitet, zählt für den Bereich der Herstellung von LPG zu den größten in Pakistan (frdl. Mdl. Mitteilung Sheikh Zulfigar Ali, Plant Manager, Dhodak-Gas-Plant). Dementsprechen gut ist auch die Infrastruktur ausgebaut.

In den eozänen Chocolate Clays finden sich vereinzelt kleine Kohleflöze, die von den Einheimischen abgebaut werden. Sie werden zu Seife weiterverarbeitet.

3.9.3 Bodenversalzung

Die aus den Satellitenbilddatenauswertungen bekannten hellen Flächen innerhalb der Flußläufe sind während der Geländearbeiten als Versalzungsflächen verifiziert worden.

Durch die sedimentpetrographische Untersuchung an den subrezentem bis rezenten Flußsedimenten der Zinda-Pir-Antiklinale (GIESE 1999) sind Karbonatgehalte von bis zu 71,2 Gew.% und Gipsgehalte von bis zu 9,7 Gew.% im Probenmaterial bekannt. Diese relativ hohen Werte kommen dadurch zustande, daß die eozänen Einheiten im Arbeitsgebiet von den Flüssen erodiert werden und dadurch Kalk- und Gipsgestein in Lösung gehen kann. Durch die hohe Verdunstungsrate und die geringen Niederschlagsmengen versalzen die Böden in Verbindung mit einer landwirtschaftlichen Nutzung. Zusätzliche künstliche Bewässerung der Ackerflächen führen zu einer noch stärkeren Versalzung.

4 Interpretation

Die Zinda-Pir-Antiklinale ist die frontale Faltenstruktur des Sulaiman Gebirgsabschnittes des in mehrere auffällige Loben gegliederten Western Fold Belts Pakistans. Diskutiert wird die Frage, ob diese Struktur einem der an der Front von Orogenen charakteristischen Typ (VANN et al. 1986) zugerechnet werden kann ("thin skinned deformation"), oder ob es sich vielleicht eher um eine durch Inversion entstandene Struktur handelt (COWARD 1994 b), die das kristalline Basement mit einbezieht ("thick skinned deformation") und die hier in enger räumlicher Nachbarschaft zum Western-Fold-Belt steht. Dabei wird von BANKS & WARBURTON (1986) und JADOON et al. (1992) z.B. das Model des "passive-roof"-Duplex-Komplexes bevorzugt, während BANNERT et al. (1992) eine das Basement einbeziehende Deformation (Blattverschiebung, "positive flower-structure") favorisieren. In dem Lehrbuch "Continental Deformation" (HANCOCK 1994) wird von COWARD (1994 b, Fig. 14.26., p. 301) gerade am Beispiel der Zinda-Pir-Antiklinale aufgezeigt, daß eine begründete Entscheidung unmöglich sein kann, wenn ausreichende sub-surface-data nicht zur Verfügung stehen.

In diesem Zusammenhang muß auch die Möglichkeit diskutiert werden, ob es sich nicht um eine Kombination oder Überlagerung beider Deformationsmechanismen handeln könnte, wie dies z.B. aus dem Vorland der Pyrenäen und der Westalpen (ROURE & COLETTA 1996, Abb. 42) und aus dem Faltenjura (PHILIPPE et al. 1996) beschrieben wurde.

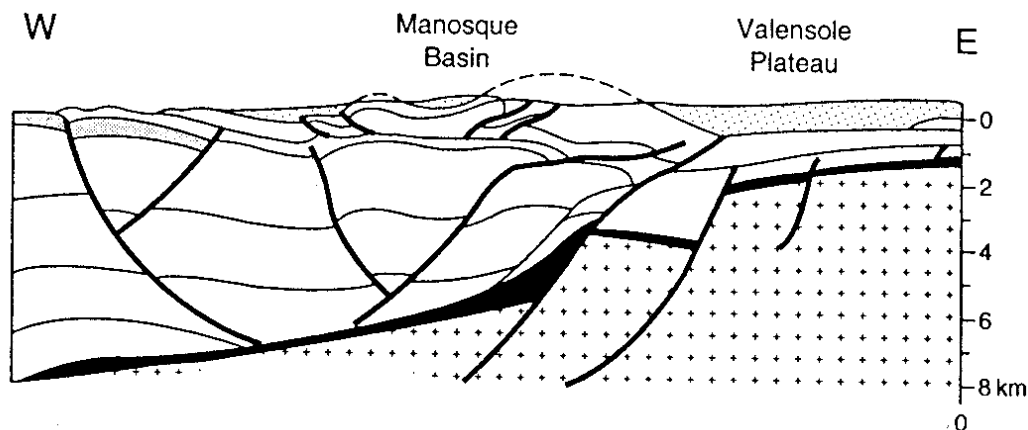


Abbildung 42: Überlagerung der Basement involvierten Strukturen von flachen Überschiebungsdecken im westlichen Vorland der französischen Alpen (ROURE & COLETTA 1996).

Mit unseren Mitteln (Oberflächenaufnahme, LANDSAT-TM Interpretation) gelang diese Entscheidung nicht. Hier lassen sich deshalb nur wenige Hinweise diskutieren:

Die gebogene Form der Zinda-Pir-Antiklinale deutet wohl eher auf eine "thin-skinned-deformation" und ist gut mit dem Modell des "passive-roof-thrust duplex" in Einklang zu bringen (vgl. back-thrusts). Die Geometrie würde dann einen Abscherhorizont in nicht zu großer Tiefenlage erfordern. Ferner spricht die Undulation der Faltenachse der Zinda-Pir-Antiklinale für eine thin-skinned Deformation (freundl. mündl. Mitteilung Dr. A. Vollbrecht, IGD Univ. Göttingen). Die Konstruktion der geologischen Profile ergibt ebenfalls, daß die Falten (Kofferfalte, Abscherfalte / "detachment fold", Falte über einer blinden Störung / "fault propagation fold") einen Abscherhorizont fordern und somit eine "thin-skinned" Geometrie darstellen.

In Abb. 43 sind die wichtigsten Strukturen (Falten und Störungen) in einem Modell zusammengefaßt, das eine "foreland propagating passive-roof"-Duplex-Struktur zeigt, die schon JADOON et al. (1992a, b, 1994a, b) in ähnlicher Weise für die Kirthar- und Sulaiman Ranges diskutierte.

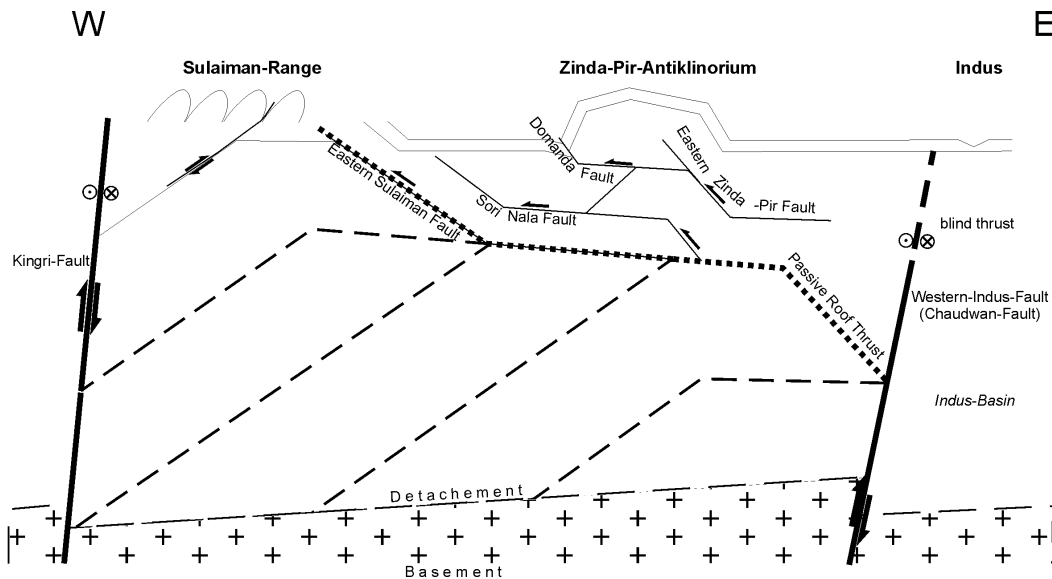


Abbildung 43: Modell einer "passive-roof"-Duplex-Struktur nach Geländebefunden und Interpretation.

Nachweis einer Nord-Süd streichenden bedeutenden "back-thrust"-Zone auf der Ostflanke der Antiklinale. Diese "back-thrust"-Zone, die in den vorwiegend feinklastischen Sedimenten des Eozän verläuft, war bisher nur in den nördlichen Teilantiklinalen bekannt. Nunmehr können wir sie über 80 km weiter gegen Süden verfolgen. Zum Süden der Antiklinale verliert diese "back-thrust"-Zone stark an Bedeutung und geht in den ummantelnden Siwaliks zuerst in eine Faltenstruktur über bevor sie in den höheren Abschnitten der Siwaliks des Sattelschlusses nicht mehr erkennbar ist.

Der Nachweis junger (jünger als ca. 12.000 a) Aufschiebungen (Sprunghöhen bis zu ca. 6 m) auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale - auch sie können als "back-thrusts" gedeutet werden, konnte erbracht werden. In den gegen Süden an die Antiklinale anschließenden Bereichen findet sich auch eine junge Störung mit bedeutender Sprunghöhe, die einen vertikalen Versatz von über 10 m aufweist.

Die Auswertung ausgewählter Abschnitte des Sulaiman Gebirges mit Hilfe von LANDSAT- und SPOT-Daten (HELMCKE et al. 1998, JADOON & HELMCKE 1996) zeigt, daß Faltenrichtungen und Richtungen von Blattverschiebungen in ein Deformationsbild passen und eine Rotation des Sulaiman Lobus im Uhrzeigersinn nahe legen. Das regionale Verteilungsmuster der Falten und Störungen der Zinda-Pir-Antiklinale und der angrenzenden Gebiete der Sulaiman Range deutet auf zwei Deformationsakte hin, wie sie schon bei HELMCKE et al. (1998) für die Pishin-Flysch-Zone im Westen von Pakistan diskutiert werden. Abb. 32 zeigt die zeitliche und räumliche Verteilung der Deformation der Strukturen. Die Kingri-Fault wird hier als sinistrale "strike-slip"-Störung interpretiert - hierbei könnte es sich um eine junge Störung handeln, die möglicherweise Deformationen des Basement nachzeichnet. Die Kingri-Fault teilt sich in ein divergierendes Störungssystem auf. Dadurch reißen östlich der Störung "pull-apart-basin" auf, die auf den LANDSAT-TM Sze-

nen sehr gut zu erkennen sind. Die en echelon angeordneten Antiklinalen der östlichen Sulaiman Range werden durch das divergierende Störungssystem ("splay faults", Überschiebungen Richtung Nordwest) begrenzt.

4.1 Abschätzungen zur Hebungsgeschichte

Die Abschätzung der Hebungsgeschichte der Zinda-Pir-Antiklinale stellte sich als ein komplexes Problem heraus und ist mit großen Unsicherheiten behaftet:

Die stratigraphische Einstufung der jüngsten deformierten Sedimente gelang mit Hilfe magnetostratigraphischer Untersuchungen – die Ergebnisse sind daher von Prämissen abhängig und die Validität der Aussagen dieser Methode konnte mit anderen Methoden nicht kontrolliert werden.

Die ursprüngliche Lage der deformierten Serien relativ zum Geoid wurde nur mit geologischen Argumenten erarbeitet und konnte nicht mit physikalischen Messungen belegt werden.

Die Zahl der sedimentologischen Untersuchungen ist begrenzt und eine Verdichtung wäre notwendig.

Die Abschätzung der Hebungsgeschichte wird wie folgt begründet:

Nach ENGLAND & MOLNAR (1990) kann "uplift of rock" nach der Beziehung "uplift of surface = uplift of rock – exhumation" berechnet werden. Als Bezugshorizont kann dazu der ehemalige Meeresspiegel (= Geoid) dienen: dieser ist mit dem Übergang von den marinen Sedimenten des Eozän zu den fluviatilen Ablagerungen der Siwaliks bekannt. Das Profil durch den zentralen Abschnitt der Zinda-Pir-Antiklinale und die Barthi-Synklinale ergibt eine heutige Tiefenlage dieser Grenzfläche von ca. –4.000 m im Scharnier der Barthi-Synklinale und eine (heute abgetragene) konstruierte Höhenlage von +2500 m über dem Scharnier der Zinda-Pir-Antiklinale. Die Verteilung der Sedimente der Upper Siwaliks auf der Westseite der Zinda-Pir-Antiklinale im Gebiet von Barthi zeigt an, daß dieser Bereich noch vor etwa 1 ma ein Sedimentationsbereich mit Sedimenttransport nach Süden war.

Die Lower, Middle und Upper Siwaliks werden ausschließlich von fluviatilen Sedimenten aufgebaut; d.h. sie wurden über 0 m NN abgelagert, ihre ursprüngliche Lagerung war nahezu horizontal auf einer schwach geneigten Fläche - auch diese Daten haben somit einen Bezug zum ehemaligen Geoid.

Die Schichtfolge der Middle Siwaliks wird auf große "braided-river" Systeme zurückgeführt; das Abtragungsgebiet bestand hauptsächlich aus Metamorphiten (WOHLBEREDT 1997, RAMIN 1997) und ist außerhalb des Arbeitsgebietes zu lokalisieren. Die Übereinstimmung der Schichtfolgen auf beiden Seiten der Antiklinale (Geländebefund, LANDSAT-TM Szene, Analyse der Transportrichtungen) belegt, daß zum Ende der Sedimentation der Middle Siwaliks über der zukünftigen Zinda-Pir-Antiklinale noch ein Sedimentationsraum bestanden haben muß; d.h. die Grenzfläche Eozän - Nari Formation muß zum Ende der Middle Siwaliks im Bereich der zukünftigen Zinda-Pir-Antiklinale weit unter NN gelegen haben. Dabei kann das Flußsystem der Middle Siwaliks vielleicht die gleiche Höhenlage über NN gehabt haben wie das heutige Indus-Flußbett bei Taunsa (östlich des Arbeitsgebietes) - nämlich ca. 130 m ü. NN.

Die Geröllführung (Karbonate des Eozän) der Upper Siwaliks könnte auf lokale Abtragungsgebiete hinweisen; d.h. erste Hebungen im Bereich der Zinda-Pir-Antiklinale könnten postuliert werden (Abb. 26, aus KAISER et al. 1999). Diese Vorstellung muß in Frage gestellt werden, da auch die Upper Siwaliks auf einer relativ horizontalen Fläche abgelagert werden mußten, bevor sie später in die Faltung einbezogen wurden. Für den Südteil der Zinda-Pir-Antiklinale ist dies auf Grund der Beobachtungen (LANDSAT-TM, Geländedaten) zwingend notwendig; für den mittleren Teil (Profil Barhi) kann spekuliert werden, daß sich bereits eine relative Senkungszone im Westen der späteren Zinda-Pir-Antiklinale ausgebildet hatte. Die Deformation dieser Serien ist aber auch hier jünger.

Zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Terrassen (T_2) bei Barhi herrschte in der Barhi-Synklinale und im südlichen Teil der Zinda-Pir-Antiklinale noch flächenhafte Abtragung. Die rezenten Flüsse sind dann in steilen U-förmigen Tälern in die Siwaliks der Barhi-Synklinale eingeschnitten. Die Terrassen liegen bis zu 60 m (im Bereich der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale sogar bis zu 200 m) über den rezenten Flüssen. Ich schließe daraus auf einen erhöhten "uplift of rock" in den letzten 12.000 a.

Basierend auf den gewonnenen Daten können folgende Abschätzungen der Hebungsgeschichte erfolgen:

Die Barhi- und Baghal-Chur-Synklinale ist heute ein relatives Senkungsgebiet, wogegen das Zinda-Pir-Antiklinorium ein relatives Hebungsgebiet ist. Aus dem Verbreitungsgebiet der Upper Siwaliks in der Barhi-Synklinale und aus den Paläomagnetik-Daten kann geschlossen werden, daß die Hebung des Antiklinoriums nicht älter als 780.000 a sein kann.

Diese Aussage wird durch die sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchung der Sedimente der Siwaliks bestätigt. Die Siwalik-Sedimente sind über den Bereich des Zinda-Pir-Antiklinoriums geschüttet worden und erst danach erfolgte die Hebung.

Aus den ^{14}C -Datierungen und den Höhenmessungen von Terrassen können wir auf Hebungsraten (uplift of rock) von 5-16 mm/a schließen.

Die große Diskrepanz der Werte zeigt aber auch, daß die Ablagerungs- und Hebungsgeschichte der Siwalik-Sedimente mit den bisher vorliegenden Daten nicht umfassender rekonstruiert werden kann. Da es zur Zeit noch keine detaillierteren stratigraphischen Einstufungen und weitere Abschätzungen zur Gesamtmächtigkeit des erodierten Materials gibt - im Bereich der Upper Siwaliks werden Schichtlücken vermutet - sind derzeit keine zeitlich exakteren Eingliederungen möglich.

4.2 Interpretationsmöglichkeiten zum Deformationsmechanismus

Eine abschließende eindeutige Interpretation des Deformationsmechanismus kann nicht erfolgen. Die dargestellten und beschriebenen Strukturen führen vielmehr zu der Aussage, daß grundsätzlich zwei Mechanismen diskutiert werden können.

Für einen Mechanismus der eine "thin-skinned" tektonische Struktur hervorruft, sprechen die westvergenten Falten und Rücküberschiebungen ("backthrusts") in den eozänen Einheiten, die über die gesamte West-Ost Erstreckung des Arbeitsgebietes zu verfolgen sind. Wie tiefreichend diese Störungen sind, kann jedoch nicht geklärt werden. In diesem Lösungsweg

wird von wenig tieferreichenden Störungen ausgegangen, die zu einem Abscherhorizont ("detachment") führen.

In Abb. 43 sind in einem schematischen W-E-Profil die wichtigsten Störungen und Strukturen eingetragen. Die Mächtigkeit der sedimentären Auflage wird nach Daten von JADOON et al. (1992 a, b, c, 1993, 1994 a, b) und BENDER & RAZA (1995) mit ca. 10 km angegeben, so daß das kristalline Basement etwa in 10 km Tiefe verläuft und nach Westen einfällt. Im Vergleich mit einem Strain-Ellipsoid (Abb. 33) in einem "simple-shear" Streißfeld kann eine gewisse Korrelation mit den im Gelände beobachteten und beschriebenen Strukturen diskutiert werden.

In Abb. 30 sind darüber hinaus auch die Western-Fort-Munro-Fault, die Chaudwan-Fault (KAZMI & RANA 1982) sowie die Western-Indus-Fault zu erkennen. Diese Störungen können im Gelände zwar nicht erkannt werden, müssen aufgrund der regionalen Zusammenhänge und der in Kap. 3.6. dargestellten geologischen Profile gefordert werden.

5 Schlußbetrachtung

Die vorliegende Arbeit beinhaltet grundlegende Aussagen und Ergebnisse über den geologischen Bau und die Entstehungsgeschichte des Gebietes des Zinda-Pir-Antiklinoriums. Es ist jedoch nicht möglich nur aus den geologischen Oberflächendaten Aussagen über die Deformation und deren Mechanismus zu machen. Daher wäre es für diese Fragestellung notwendig, hochauflösende detaillierte seismische Profile im Zusammenhang mit den Geländedaten auszuwerten.

Um detailliertere Aussagen zum strukturellen Bau des Arbeitsgebietes treffen zu können, wäre die Nutzung von modernen Fernerkundungsdaten eine entscheidende Hilfe. Digitale Geländemodelle, die durch Radarinterferometrie (SRTM, ENVISAT) heute schon erzeugt werden können, bieten auch für eine dreidimensionale Interpretation Vorteile. Denkbare Folgeuntersuchungen an den Sedimenten insbesondere zur stratigraphisch zeitlichen Einordnung der Siwalik-Gruppe wären notwendig, um das Alter der Deformation und somit die Bestimmung der Hebungsrate weiter zu detaillieren. Hierfür wären neueste Methoden wie z. B. die Altersbestimmung von klastischen Sedimenten mittels Thermolumineszenz eine Möglichkeit.

Es ist jedoch unumstößlich, daß trotz eines hohen technischen Aufwandes Geländeuntersuchungen und Feldarbeiten hierfür notwendig sind und durchgeführt werden müssen.

6 Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der (IGDL) Universität Göttingen angefertigt. An dieser Stelle möchte ich besonders dem technischen Personal danken, da ohne ihre großartige Unterstützung diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre.

Prof. Dr. D. Helmcke (IGDL) danke ich für die Übernahme des Referates und für seine intensive Unterstützung während der Geländearbeiten, für seine Diskussionsbereitschaft sowie seine wertvollen Ratschläge, die zum Gelingen dieser Arbeit führten.

Prof. Dr. W. Riegel (Institut und Museum für Geologie und Paläontologie) danke ich für die Übernahme des Korreferates und die Unterstützung bei der Pollenanalyse sowie den Untersuchungen zur Vitritreflexion.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) danke ich für die finanzielle Unterstützung der Projekte HE 874/11-1 und HE 874/11-2.

Prof. Dr. D. Bannert (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover) danke ich für die ausgezeichnete Einarbeitung im Gelände und über sein Wissen über den Western-Fold-Belt. Zusammen mit Dr. H. Jurgan (BGR) hatte er die geistige Anregung für dieses Projekt.

Dr. H. Hufnagel (BGR) danke ich für die Unterstützung bei der Bestimmung der Vitritmessungen.

Unter anderem nahmen Prof. Dr. K.-W. Tietze, Dipl.-Geol. B. Dietrich und Dipl.-Geol. D. Radies (Univ. Marburg) an den Geländearbeiten teil. Sie gaben mit ihren Kenntnissen über die Sedimentologie klastischer Gesteine wertvolle Hinweise und Anregungen bei der Durchführung der Geländearbeiten

Von Seiten des HDIP wurden während der Geländearbeiten umfangreiche logistische und personelle Unterstützungen gegeben. Director General Mr. Hilal A. Raza danke ich für die Unterstützung, die er diesem Projekt zukommen ließ. An den Geländearbeiten beteiligten sich Herr M. Iqbal (Senior Geologist), Herr M. Memon (Senior Geologist) und Herr G. Abbas (Senior Geologist). Weiterhin stellte das HDIP einen Teil des Personals und der Fahrzeuge. Ohne diese logistische Unterstützung wäre eine Durchführung der Arbeiten nicht möglich gewesen.

Prof. Dr. M. A. Geyh (^{14}C - und H^3 -Labor, BGR) danke ich für die Ergebnisse der ^{14}C -Untersuchungen.

Dr. I.A.K. Jadoon (Schlumberger GeoQuest) danke ich für seine freundschaftliche Unterstützung meiner Arbeiten während seines Gastaufenthaltes an unserem Institut.

In Zusammenarbeit mit der Universität Heidelberg (Prof. Dr. R. Greiling) und der BGR (Prof. Dr. R. Schulz, Dr. H.-U. Worm, Dr. C. Rolf) konnten paläomagnetische Untersuchungen durchgeführt werden. Durch ihre Anregungen konnten für die Geländearbeiten 1996 und 1997 zwei Bohrgeräte für die Probennahme der Paläomagnetikuntersuchungen angeschafft werden.

Prof. Dr. J.J. Jaeger (Universität Montpellier) sei besonders gedankt für die Bestimmung der Knochen- und Zahnfundstücke aus den Siwaliks

Prof. Dr. H.P. Schultze (Institut für Paläontologie, Berlin), Herrn Dr. Janssen / Forschungsinstitut Senckenberg (Paläontologie), Herrn Dr. H. Zwingmann (CSRIO Australia, Div. of Petroleum) sowie Herr Dr. A. Vollbrecht (IGDL) und Herrn Dipl.-Geophys. D. Franke BGR danke ich für die Untersuchungen am Probenmaterial und die Diskussion der Ergebnisse.

Die Geländearbeiten wurden zusammen mit den Herren Dipl.-Geol. M. Apel, Dipl.-Geol. C. Lang, Dipl.-Geol. J. Möhlmann, Dipl.-Geol. S. Ramin, Dipl.-Geol. R. Wohlberedt sowie Dipl.-Geol. G. Giese und Dipl.-Geol. M. Kaiser durchgeführt.

Ein besonderer Dank geht an Herrn Dipl.-Geol. M. Röhring und Herrn cand. geol. G. Vero, die mir in der Zeit des Zusammenschreibens immer wieder beratend zur Seite standen.

Meinen Eltern möchte ich für die moralische und vor allem finanzielle Unterstützung danken. Ohne ihr großes Verständnis für das aufwendige Geologiestudium und meine entfernten Geländearbeiten wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

7 Literatur

- ABDEL-GAWAD, M. (1971): Wrench Movements in the Baluchistan Arc und Relation to Himalayan - Indian Ocean Tectonics. - Geol. Soc. Amer. Bull. 82: 1235-1250.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. – 440 S., 224 Schwarzweißabb., 23 Tab., Ulmer, Stuttgart.
- ALLEMAN, F. (1979): Time of emplacement of the Zhob Valley Ophiolites und Bela Ophiolites, Baluchistan (preliminary report). - In: FARAH, A. & DE JONG, K.A. [eds.]: Geodynamics of Pakistan: 215-242, Geol. Surv. Pakistan, Quetta.
- ALI, M. (1990): Geothermal gradients in Afi Band und Zinda Pir wells, Sulaiman sub-basin. - Compendium on Geology und petroleum prospects of Pakistan, Hydrocarbon Development Institute of Pakistan, Islamabad.
- AMOROSI, A., FARINA, M., SEVERI, P., PRETI, D., CAPORALA, L. & DI DIO, G. (1996): Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy. – Sed. Geol. 102: 275-295.
- APEL, M. (1997): Geologie der Barthi-Synklinale westlich von Barthi (West-Pakistan). - Unveröff. Dipl.-Kart., Univ. Göttingen.
- ARTHURTON, R.S., FARAH, A. & AHMED, W. (1982): The Late Cretaceous - Cenozoic history of western Baluchistan, Pakistan - the northern margin of the Makran subduction complex. - In: LEGETT [ed.]: Trench-Fore Arc Geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London 10: 373-385, 5 figs.
- BANKS, C.J. & WARBURTON, J. (1986): "Passive-roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar und Sulaiman mountain belts, Pakistan. - J. Struct. Geol. 8 (3+4): 229-237.
- BANNERT, D., CHEEMA, A., AHMED, A. & SCHÄFFER, U. (1992): The structural development of the Western Fold Belt, Pakistan. - Geol. Jb. B 80, 44 figs., 1 tab., 1 map, Hannover.
- BANNERT, D. & HELMCKE, D. (1983): Indo-Burma Ranges, Eastern Himalayas, Indo-Burman Tertiary Basin und Gulf of Martaban (Tectonics). – In: BENDER, F. [ed.]: Geology of Burma, Contrib. to the Regional Geology of the World **16**, 293 pp., 92 figs., 8 folders, 9 tabs., Bornträger, Berlin.
- BANNERT, D. & RAZA, H.A. (1992): The Segmentation of the Indo-Pakistan Plate. - Pakistan J. Hydrocarbon Res. 4 (2): 5-19.
- BAYASGALAN, A., JACKSON, J., RITZ, J.-F. & CARRETIER, S. (1999): 'Forebergs', flower structures, und the development of large intracontinental strike-slip faults: the Gurban Bogd fault system in Mongolia. - J. Struct. Geol. 21: 1285-1302.
- BENDER, F.K. (1983): Geology of Burma. - contributions by D. BANNERT, J. BRINCKMANN, F. GRAMANN, D. HELMCKE, 92 figs., 8 folders, 9 tabs., Borntraeger, Berlin.
- BENDER, F.K. & RAZA, H.A. (1995): Geology of Pakistan. – Beitr. Reg. Geol. Erde 25, 140 figs., 38 tabs., Borntraeger, Berlin.
- BERGER, Z. (1994): Satellite Hydrocarbon Exploration, Interpretation und Integration Techniques. - 267 figs., 43 color plates, Springer, Berlin.
- BERGER, Z. & AGHASSY, J. (1980): Geomorphic manifestations of salt dome stability. – In: CRAIG, R.G. & CRAFT, J.L. [eds.]: Applied Geomorphology. – Binghamton Symp. Geomorph. Int. Ser. 11: 72-84.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., FLYNN, J.J. & VAN COUVERING, J.A. (1985): Cenozoic geochronology. - Geol. Soc. Amer. Bull. 96: 1407-1418.
- BESSE, J & COURTILOT, V. (1988): Palaeogeographic maps of the continents bordering the Indian ocean since the early Jurassic. - J. Geophys. Res. 93: 1791-1808.
- BITTERLI, T. (1988): Die dreidimensionale Massenbilanz – ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der regionalen Kinematik (Schuppenzone von Reigoldswil, Faltenjura). - Eclog. Geol. Helvetiae 81: 415 - 431.
- BLANFORD, W.T. (1876): On the geology of Sind. - Geol. Surv. India. Rec. 9: 8-22, Calcutta.

- BOLT, B.A. (1984): Erdbeben. Eine Einführung. Übersetzt von R. Gutdeutsch. - 78 Abb., Springer, Berlin.
- BURBANK, D.W. & VERGES, J. (1994): Reconstruction of topography und related depositional systems during active thrusting. - J. Geophys. Res. 99 (B10): 20,281-20,297.
- BURNETT, A.W. & SCHUMM, S.A. (1983): Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana und Mississippi. - Science 222: 49-50.
- BUSBY, C.J. & INGERSOLL, R.V. (1995): Tectonics of Sedimentary Basins. - 579 p., Blackwell, Cambridge.
- BUTLER, R.W. (1989): The influence of pre-existing basin structures on thrust system evolution in the Western Alps. - In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. [eds.]: Inversion Tectonics. - Geol. Soc. London Spec. Pap. 44: 105-122.
- CHAPPLE, W.M. (1978): Mechanics of thin skinned fold und thrust belts. - Geol. Soc. Amer. Bull. 89: 1189-1198.
- CHEEMA, M.R., RAZA, S.M. & AHMAD, H. (1977): Cainozoic. - In: SHAH, S.M.I. [ed.]: Stratigraphy of Pakistan. - Geol. Surv. Pak. Mem. 12: 56-98, Quetta.
- COOKE R.U. & WARREN, A. (1973): Geomorphology in Deserts. - 374 p., Univ. Calif. Press.
- COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. [eds.] (1989): Inversion Tectonics. - Spec. Publ. Geol. Soc. London 44, 375 p.
- COOPER, M.A., WILLIAMS, G.D., DE GRACIANSKY, P.C., MURPHY, R.W., NEEDHAM, T., DE PAOR, D., STONELEY, R., TODD, S.P., TURNER, J.P. & ZIEGLER, P.A. (1989): Inversion tectonics - a discussion. - In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. (1989): Inversion Tectonics. - Spec. Publ. Geol. Soc. London 44: 335-347.
- COWARD, M.P. (1994 a): Continental Collision. - In: HANCOCK, P.L. [ed.]: Continental deformation: 264-288, 421 p., Pergamon Press, Tarrytown.
- COWARD, M.P. (1994 b): Inversion tectonics. - In: HANCOCK, P.L. [ed.]: Continental deformation: 289-304, 421 p., Pergamon Press, Tarrytown.
- DAPPLES, E.C. (1967 a): Diagenesis of Sandstone. - Sediment. 8: 91-125.
- DAVIS, D.M. & ENGELDER, T. (1987): Thin-skinned deformation over salt. - In: LERCHE, I. & O'BRIEN, J.J. [eds.]: Dynamical Geology of Salt und Related Structures: 301-337, Academic Press, Orlando.
- DAY, A.E. et al. (1962): Stratigraphic code of Pakistan. - Pakistan Geol. Survey Mem. 4 (1), 8 p.
- DEWEY, J.F., CUNDE, S. & PITMAN, W.C. (1989): Tectonic evolution of the Indian / Eurasia collision zone. - Eclog. Geol. Helvetiae 82: 717 - 734.
- DUNNE, W.M. & FERRILL, D.A. (1988): Blind thrust systems. - Geology 16: 33-36.
- EAMES, F.E. (1951 a): A contribution to the study of the Eocene in western Pakistan und western India: A. The geology of standard sections in the western Punjab und in the Kohat district. - Quart. J. Geol. Soc. London 107: 159 - 171.
- EAMES, F.E. (1951 b): A contribution to the study of the Eocene in western Pakistan und western India: D. Discussion of the faunas of certain standard sections, und their bearing on the classification und correlation of the Eocene in western Pakistan und western India. - Quart. J. Geol. Soc. London 107: 173 - 200.
- EINSELE, G. & HINDERER, M. (1997): Terrestrial sediment yield und the lifetimes of reservoirs, lakes, und larger basins. - Geol. Rdsch. 86: 288-310.
- EINSELE, G., RATSCHBACHER, L. WETZEL, A. (1996): The Himalaya-Bengal Fan Denudation-Accumulation System during the Past 20 Ma. - J. Geol. 104 (2): 163-184.
- EISBACHER, G.H. (1991): Einführung in die Tektonik. - 393 Einzeldarst., Enke, Stuttgart.
- ENGLAND, P. & MOLNAR, P. (1990): Surface uplift, uplift of rocks, und exhumation of rocks. - Geology 18: 1173-1177.
- FARAH, A., LAWRENCE, R.D. & DE JONG, K.A. (1984): An Overview of the Tectonics of Pakistan. - In: HAQ, B.U. & MILLIMAN, J.D.(eds): Marine Geology und Oceanography of Arabian Sea und Coastal Pakistan: 161-176, 382 p., Van Nostrand.

- FRIEDMAN, R., GEE, J., TAUXE, L., DOWNING, K. & LINDSAY, E. (1992): The magnetostratigraphy of the Chitarwata und lower Vihowa formations of the Dera Ghazi Khan area, Pakistan. - *Sed. Geol.* 81: 253 - 268.
- FÜCHTBAUER, H.[ed.] (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment Petrologie Teil II.* – 660 Abb., 113 Tab., Schweizerbart, Stuttgart.
- GANSSER, A. (1979): Reconnaissance visit to the ophiolites in Baluchistan und the Himalaya. - In: FARAH, A. & DE JONG, K. A. [eds.]: *Geodynamics of Pakistan: 193-213*, 37 figs., Geol. Survey Pakistan, Quetta.
- GARZANTI, E., CRITELLI, S. & INGERSOLL, R.V. (1996): Paleogeographic und paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrial modes of Tertiary sandstones und modern sands (Indus transect, India, Pakistan). - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 108 (6): 631-642, 6 figs., 1 tab.
- GIESE, G. (1999): *Sedimentologische und sedimentpetrographische Analyse rezenter und subrezenter Flußsedimente aus der Zinda Pir Antiklinale, Zentralpakistan.* - Unveröff. Dipl. Arb., 99 S., 80 Abb., 7 Tab., 6 Fotos, Univ. Göttingen.
- GILLCHRIST, R., COWARD, M. & MUGNIER, J.-L- (1987): Structural inversion und its controls: examples from the Alpine foreland und the French Alps. – *Geodinamica Acta* 1 (1): 5-34.
- GOUDIE, A. (1995): *Physische Geographie.* – 402 S., Spektrum, Heidelberg.
- GRIESBACH, C.L. (1884): Report on the geology of the Takht-i-Suleman: *India Geol. Survey Recs.* 17 (4): 175 - 190, 2 pls., 5 figs., map.
- GROSHONG, R.H. Jr. (1999): *3-D Structural Geology.* - 324 p., Springer, Berlin.
- HANCOCK, P.L. [ed.](1994): *Continental deformation.* - 421 p., Pergamon Press, Tarrytown.
- HARDY, S., POBLET, J., MC CLAY, K. & WALTHAM, D. (1996): Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures. – In: BUCHANAN, P.G. & NIEUWLAND, D.A. [eds.]: *Modern developments in structural interpretation, validation und modelling.* – *Geol. Soc. Spec. Publ.* 99: 265-282.
- HARMS, J.C., CAPPEL, H.N. & FRANCIS, D.C. (1984): The Makran Coast of Pakistan: It's Stratigraphy und Hydrocarbon Potential. - In: HAQ, B.U. & MILLIMAN, J.D.(eds): *Marine Geology und Oceanography of Arabian Sea und Coastal Pakistan: 3-26*, 382 p., Van Nostrand Reinhold Comp., Scientific und Academic Ed.
- HAYWARD, A.B. & GRAHAM, R.H. (1989): Some geometrical characteristics of inversion. - In: COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. [eds.]: *Inversion Tectonics.* - *Spec. Publ. Geol. Soc. London* 44: 17-39.
- HELFFRICH, G.R. (1997): How good are routinely determined focal mechanisms? Empirical statistics based on a comparison of Harvard, USGS und ERI moment tensors. – *Geophys. J. Int.* 131: 741-750.
- HELMCKE, D. & IQBAL, M. (1995): The Zinda Pir Anticline (Pakistan) - an unusual fast developing structure. - First preliminary report for the workshop "New Data on the Geology of Pakistan", Federal Institute for Geoscience und Natural Resources, Hannover, 24.10.1995.
- HELMCKE, D., VOLLBRECHT, A. & SAW, K. (1998): Strukturelle Interpretation eines Abschnittes der Pishin Flysch Zone in West Pakistan nach LANDSAT-TM Daten. - In: PIELOW, U., REUTEL, C. & HEIN, U. [Hrsg.]: *Hans-Jürgen Behr - Festschrift; Freiburger Forschungshefte C 475:* 163-172.
- HELMCKE, D., KOLLMANN, M., RÖHRING, M. & WAGNER, B. (1999): Von veränderlichen Sichtweiten zu möglichen Einsichten. Die wirkungsvolle Kopplung geologischer Kartierung und Fernerkundung. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1999.
- HEMPHILL, W.R., KIDWAI, A.H. & SIBGHATULLAH (1973): Stratigraphy of Dera Ismail Khan Quadrangle, Pakistan. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 716-B.
- HUMAYON, M., LILLIE, R.J. & LAWRENCE, R.D. (1991): Structural interpretation of eastern Sulaiman fold belt und foredeep, Pakistan. - *Tectonics* 10: 299-324.
- HUNTING Survey Corporation, Ltd. (1960): *Reconnaissance Geology of part of West Pakistan; a Colombo Plan Cooperative project.* - Hunting Survey Corporation Limited, 550 p., 30 maps (A report published for the Government of Pakistan by the Government of Canada), Toronto.

- JADOON, I.A.K., LAWRENCE, R.D. & LILLIE, R.J. (1992a): Balanced und retrodeformed geological cross-section from the frontal Sulaiman Lobe, Pakistan: Duplex development in the thick strata along the western margin of the Indian Plate. - In: Mc Clay, K.R. [ed.]: Thrust Tectonics: 343-356, Chapman & Hall, London.
- JADOON, I.A.K., LAWRENCE, R.D. & LILLIE, R.J. (1992b): Evolution of foreland structures, an example from the Sulaiman thrust lobe of Pakistan, SW of the Himalayas. - In: TRELEOAR, P.J. & SEARLE, M. [eds.]: Himalayan Tectonics, Spec. Publ. Geol. Soc. London 74: 589-602, London.
- JADOON, I.A.K., LILLIE, R.J. & LAWRENCE, R.D. (1992c): Gravity und tectonic models across the Sulaiman Fold belt und the Chaman Fault zone in western Pakistan / eastern Afghanistan. - Tectonics, 1992.
- JADOON, I.A.K., LAWRENCE, R.D. & KHAN, S.H. (1994a): Marri-Bugti pop-up zone in the central Sulaiman fold belt, Pakistan. - J. Struct. Geol. 16: 147-158.
- JADOON, I.A.K., LAWRENCE, R.D. & LILLIE, R.J. (1994b): Seismic data, geometry, evolution und shortening in the active Sulaiman fold-and-thrust belt of Pakistan. - Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 78: 758-774.
- JADOON, I.A.K. & HELMCKE, D. (1995): Marri-Bugti fold-and-fault system und rotation in the Sulaiman Lobe of Pakistan: an interpretation of the satellite data. - manuscript prepared for Pakistan J. Hydrocarbon Res.
- JADOON, I.A.K. & KHURSHID, A. (1996): Gravity und tectonic model across the Sulaiman fold belt und the Chaman fault zone in western Pakistan und eastern Afghanistan. - Tectonophysics 254: 89-109, Amsterdam.
- JOHNSON, N.M., OPDYKE, N.D., JOHNSON, G.D., LINDSAY, E.H. & TAHIRKHELI, R.A.K. (1982): The paleomagnetism of the Middle Siwalik formations of Northern Pakistan. - Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecolog. 37: 43-62.
- JOHNSON, N.M., STIX, J., TAUXE, L., CERVENY, P.F. & TAHIRKHELI, R.A.K. (1985): Paleomagnetic chronology, fluvial processes und tectonic implications of the Siwalik deposits near Chinji village, Pakistan. - J. Geol. 93: 27-40.
- KADINSKY-CADE, K. & REILINGER, R. (1985): Surface deformation associated with the November 23, 1977, Cauce, Argentina, earthquake sequence. - J. Geophys. Res. 90: 12691-12700.
- KAISER, M., KOLLMANN, M. & HELMCKE, D. (1999): Geröllanalyse der jüngsten Siwaliks der Zinda-Pir-Antiklinale, Sulaiman Range. - Terra Nostra 99 (4): 133-135.
- KAISER, M. (1999): Geröllanalyse der jüngsten Siwaliks der Zinda-Pir-Antiklinale, Sulaiman Range. - Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Göttingen.
- KAZMI, A.H. (1988): Stratigraphy of the Dungan Group in Kach-Ziarat area, NE Baluchistan. - Geol. Bull. Univ. Peshawar 21: 117-130, Peshawar.
- KAZMI, A.H. & RANA, R.A. (1982): Tectonic Map of Pakistan. - Geol. Surv. Pakistan.
- KÖTHE, A. (1988): Biostratigraphy of the Sughar Range, Salt Range, Sulaiman Range und Kohat area, Pakistan, according to Jurassic through Paleogene Calcareous Nannofossils und Paleogene Dinoflagellates. - Geol. Jb. B 71, 32 figs., 1 tab., 17 pls., Hannover.
- KOLLMANN, M. (1995): Der geologische Bau der nördlichen Zinda Pir Antikline (West Pakistan) nach Fernerkundungsdaten und Geländekontrolle. - Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Göttingen.
- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde: Grundlagen und Methoden des remote sensing in der Geologie. - 246 Abb., 394 S., Enke, Stuttgart.
- LÄNDERBERICHT (1990): Pakistan. - Statistisches Bundesamt, Metzler-Poeschel, Wiesbaden.
- LANG, C. (1998 a): Kartierbericht zur Geologie der Ostflanke der Zinda Pir Antiklinale, W Pakistan. - Unveröff. Dipl. Kart. Univ. Göttingen.
- LANG, C. (1998 b): Magnetostratigraphie der jüngeren Siwaliks in der Zinda Pir Antiklinale des Sulaimengebirges (Pakistan). - Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Göttingen.
- LANG, C., WORM, H.-U. & KOLLMANN, M. (1999): Magnetostratigraphie der känozoischen Sedimentfolge der Zinda-Pir-Antiklinale. - Terra Nostra 99 (4)

- LAWRENCE, R.D. & YEATS, R.S. (1979): Geological Reconnaissance of the Chaman Fault in Pakistan. - In: FARAH & DE JONG [eds.]: Geodynamic of Pakistan: 351-357, 7 figs., Geol. Surv. Pakistan, Quetta.
- LEEDER, M.R. (1991): Denudation, vertical crustal movements und sedimentary basin infill. - Geol. Rdsch. 80 (2): 441-458, Stuttgart.
- LEGGETT, J.K. & PLATT, J. (1984): Structural Features of the Makran Forearc on Landsat Imagery. - In: HAQ, B.U. und MILLIMAN, J.D. [eds.]: Marine Geology und Oceanography of Arabian Sea und Coastal Pakistan: 33-43, p. 382, Van Nostrand Reinhold Comp., Scientific und Academic Ed.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. [eds.](1979a): Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie. Textteil. - 4. Aufl., 814 S., 147 Fig., 2 beil. Kt., de Gruyter, Berlin
- LOUIS, H. & FISCHER, K. [eds.](1979b): Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie. Bildteil. - 4. Aufl., 181 S., 176 Bild., de Gruyter, Berlin
- MUNDL, G. (1988): Mechanics of Tectonic Faulting. - In: ZWART, H.J. [ed.]: Developments in Structural Geology 1. - 407 S., Ill., graph. Darst., Elsevier, Amsterdam
- MC CLAY, K.R. (1995): The geometries und kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. - In: BUCHANAN, J.G. & BUCHANAN, P.G. [eds.]: Basin Inversion. - Geol. Soc. Spec. Pub. 88: 97-118.
- MEDWEDEFF, D.A. (1989): Growth fault-bend folding at southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California. - Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 73 (1): 54-67, 13 figs., 2 tabs.
- MEDWEDEFF, D.A. (1992): Geometry und kinematics of an active, laterally propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California. - In: MITRA, S. & FISHER, G.W. [eds.]: Structural Geology of Fold und Thrust Belts: 3-28, John Hopkins Univ. Press, Baltimore.
- MEIER, D. & KRONBERG, P. (1989): Klüftung in Sedimentgesteinen. Erscheinungsformen, Datenaufnahme, Datenbearbeitung, Interpretation. - 116 S., 75 Abb., Enke, Stuttgart.
- MEISSNER, C.R. & RAHMAN, H. (1973): Distribution, thickness und lithology of Paleocene rocks in Pakistan. - U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 716-E, 6 p.
- MIALL, A.D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits. - 504 figs., 30 tabs., Springer
- MILLIMAN, J.D. & MEADE, R.H. (1983): World-wide delivery of river sediment to the ocean. - J. Geol. 91: 1-21.
- MITRA, S. (1990): Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution und hydrocarbon traps. - Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 74: 921-945.
- MITRA, S.(1993): Geometry und kinematic evolution of inversion structures. - Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 77: 1159-1191.
- MÖHLMANN, J. (1997): Geologie der Barthi Syncline, Zinda Pir Gebiet, Pakistan. Sedimentologie der Unteren Siwaliks, Barthi Syncline , Zinda Pir Gebiet, Pakistan. - Unveröff. Dipl. Kart. und Dipl. Arb., Univ. Göttingen.
- MOGHAL, M.Y. (1974a): Uranium in Siwalik sandstones, Sulaiman Range, Pakistan. Formation of Uranium Ore Deposits. - Proc. Symp. Athens May 6-10, p. 383-403, IAEA Vienna.
- MOGHAL, M.Y. (1974b): Exploration of uranium deposits in Dera Ghazi Khan District (Punjab), Pakistan. - Geol. Surv. Pak. Geonews 5 (4): 72-78, Quetta.
- MOLNAR, P. (1984): Structure und Tectonics of the Himalaya: Constraints und Implications of geophysical data. - Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 12: 489-518.
- MOLNAR, P. & TAPPONIER, P (1975): Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. - Science 189: 419-426.
- MORGAN, M.E., BADGLEY, C., GUNNELL, G.F., GINGERICH, P.D., KAPPELMANN, J.W. & MAAS, M.C. (1995): Comparative paleoecology of Paleogene und Neogene mammalian faunas: body-size structure. - Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 115: 287-317.
- MUELLER, K. & TALLING, P. (1997): Geomorphic evidence for tear faults accomodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. - J. Struct. Geol. 19 (3-4): 397-411.

- MULDER, T.J. & BURBANK, D.W. (1993): The impact of incipient uplift on patterns of fluvial deposition: An example from the Salt Range, northwest Himalayan foreland, Pakistan. - In: MARZO, M. & PUIGDEFABREGAS, C. [eds.]: Alluvial sedimentation. - Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment. 17: 521-539.
- OLDHAM, R.D. (1891): Preliminary report on the oil locality near Moghal Kot, in the Sheráni country, Sulaiman Hills: India Geol. Survey Recs. 24 (2): 83-84.
- ONCKEN, O. (1989): Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rheinisches Schiefergebirge). - Geotekt. Forsch. 73: 1-215, 89 Abb., 1 Tab., 5 Beil., Schweizerbart, Stuttgart.
- PACKHAM, G. (1996): Cenozoic SE Asia; reconstructing its aggregation und reorganization. - In: HALL, R. & BLUNDELL, D.J. [eds.]: Tectonic evolution of Southeast Asia. - Geol. Soc. Spec. Publ. 106: 123-152. PB: Geological Society of London. London, United Kingdom. 1996.
- PAGE, B.M., THOMPSON, G.A. & COLEMAN, R.G. (1998): Overview: Late Cenozoic tectonics of the central und southern Coast Ranges of California. - Geol. Soc. Amer. Bull. 110 (7): 846-876.
- PATRIAT, P. & ACHACHE, J. (1984): India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening und driving mechanisms of plates. - Nature 311: 615-621.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): Sand und Sandstone. - Springer, New York.
- PHILIPPE, Y., COLETTA, B., DEVILLE, E. & MASCLE, A. (1996): The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. - In: ZIEGLER, P.A. & HORVATH, F. [eds.]: Peri-Tethys Memoir 2: Structure und Prospects of Alpine Basins und Forelands. - Memoires Du Museum National D'Histoire Naturelle 170: 235-261.
- PHILIPPE, Y., DEVILLE, E. & MASCLE, A. (1998): Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins: example of the western Vercors und Chartreuse Subalpine massifs (SE France). - In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTHERBACHER, H.P. & FERNÁNDEZ, M. [eds.]: Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. - Geol. Soc. Special. Publ. 134: 239-262.
- PLATT, J.P. & LEGGETT, J.K. (1986): Stratal extension in thrust footwalls, Makran accretionary prism: Implications for thrust tectonics. - Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 70 (2): 191-203.
- PORTH, H. & RAZA, H.A. (1990b): On the Geology und Hydrocarbon Prospects of Sulaiman Province, Indus Basin, Pakistan. - Technical Cooperation Project NO. 83.2068.1, Project Report, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Oktober 1990.
- POWELL, A. C. MC., CONAGHAN, P.J., KLOOTWIJK, C.T., ACHACHE, J. & PATRIAT, P. (1985): India-Eurasia collision chronology; discussion und reply. - Nature 316: 86.
- POWELL, A. C. MC., ROOTS, S.A. & VEEVERS, J.J. (1988): Pre-break up und continental extension in East Gondwanaland und the early opening of the eastern Indian Ocean. - Tectonophysics 155: 261-283, Amsterdam.
- QUADE, J. & CERLING, T.E. (1995): Expansion of C₄ grasses in the Late Miocene of Northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols. - Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 115: 91-116.
- QAYYUM, M., NIEM, A.R. & LAWRENCE, R.D. (1994): Closure of the Neo-Tethys und Evolution of newly discovered Delta in tertiary Katawaz Basin, Pakistan. - Geol. Soc. Amer. Fall Meeting 1994.
- RADIES, D., RAMIN, S., JAEGER, J.-J., BANNERT, D., HELMCKE, D. & TIETZE, K.-W. (1998): The Kirthar-Siwalik-Transition in Western Pakistan. New data on the development of the Indo-Eurasien Collision. - Terra Nostra 98 (1): 71.
- RAMIN, S. (1997): Kartierbericht zur Geologie der Barthi Synkline nordöstlich von Barthi, W Pakistan. Sedi-mentpetrographische Analyse der Oberen Mittleren Siwaliks im nordöstlichen Teil der Barthi Synkline, W Pakistan. - Unveröff. Dipl. Kart. und Dipl. Arb., Univ. Göttingen.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987a): The Techniques of Modern Structural Geology 1, Strain Analysis. - 307 p., Academic Press, London.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987b): The Techniques of Modern Structural Geology 2, Folds und Fractures. - 700 p., Academic Press, London.

- ROCKWELL, T.K., KELLER, E.A. & DEMBROFF, G.R. (1988): Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue anticline, western Transverse Ranges, southern California. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 100: 850-858.
- ROURE, F. & COLLETTA, B. (1996): Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees und Alps. - In: *Peri-Tethys memoir 2; Structure und prospects of Alpine basins und forelands.* – Ziegler, P.A. & Horvath, F. [eds.]: *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle.* 170: 173-209.
- ROWLANDS, D. (1978): The structure und seismicity of a portion of the southern Sulaiman Range, Pakistan. - *Tectonophysics* 51: 41-56, Amsterdam.
- SARWAR, G. & DE JONG, K.A. (1984): Composition und Origin of the Kanar Melange, Southern Pakistan. - In RAYMOND, L. [ed.]: *Melanges: Their Nature, Origin und Significance.* - *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 198: 127-137, 11 figs.
- SCHUBERT, C.J., VILLANUEVA, J., CALVERT, S.E., COWIE, G.L., VON RAD, U., SCHULTZ, H, BERNER, U. & ERLLENKEUSER, H. (1998): Stable phytoplankton community structure in the Arabian Sea over the past 200,000 years. - *Nature* 394: 563-566.
- SHAH, S.M.I. (1977): Stratigraphy of Pakistan. - *Geol. Surv. Pakistan Mem.* 12, 138 p., 13 figs., 4 tabs., Quetta.
- STEIDTMANN, J.R. & SCHMITT, J.G. (1988): Provenance und Dispersal of Tectogenic Sediments in Thin-Skinned, Thrusted Terrains. - In: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C. [eds.]: *New Perspectives in Basin Analysis.* - *Frontiers in Sedimentary Geology:* 353-366, 225 illustrations, Springer, New York.
- STEIN, R.S. & KING, G.C.P.(1984): Seismic Potential Revalved by Surface Folding: 1983 Coalinga, California, Earthquake. - *Science* 224: 869-872.
- STEIN, R.S., KING, G.C.P. & RUNDLE, J.B. (1988):): The growth of geological structures by repeated earthquakes. 2. Field examples of continental dip-slip faults. - *J. Geophys. Res.* 93 (B 11): 13319-13331.
- STEIN, R.S. & YEATS, R.S. (1996): Erdbeben an verborgenen Störungen. - *Spektrum der Wissenschaft: Geodynamik und Plattentektonik:* 184-193, Spektrum, Weinheim
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. (1994): Neotectonics. – In: HANCOCK, P.L. [ed.]: *Continental deformation:* 370-409, 421 p., Pergamon Press, Tarrytown.
- STRATHMANN, F.-W. (1994): *Taschenbuch der Fernerkundung.* - 2. aktual. Aufl., 301 S. Wichmann, Karlsruhe.
- SUPPE, J. (1983): Geometry und kinematics of fault-bend folding. – *Amer. J. Sci.* 283: 684-721.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, A. (1990): Geometry und kinematics of fault-propagation folding. – *Eclog. Geol. Helvetiae* 83 (3): 409-454.
- TAINSH, H.R., STRINGER, K.V. & AZAD, J. (1959): Major gas fields of West Pakistan. - *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 43 (11): 2675-2700, Tulsa.
- TAPPONIER, P., PELTZER, G. & ARMIJO, R. (1986): On the mechanics of the collision between India und Asia. - In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. [eds.]: *Collision Tectonics.* - *Spec. Publ. Geol. Soc. London* 19: 115-157.
- TAUXE, L., KENT, D.V. & OPDYKE, N.D. (1980): Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwalik Red Beds. - *Earth Planet. Sci. Letters* 47: 279-284.
- TAUXE, L. & OPDYKE, N.D. (1982): A time framework based on magnetostratigraphy for the Siwalik sediments of the Kaur area, Northern Pakistan. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecolog.* 37: 43-61.
- TAUXE, L. & BADGLEY, C. (1988): Stratigraphy und remanence acquisition of a palaeo-magnetic reversal in alluvial Siwalik rocks of Pakistan. - *Sedimentology* 35: 697-715.
- TAVARNELLI, E. (1999): Normal faults in thrust sheets: pre-orogenic extension, post-orogenic extension, or both?. - *J. Struct. Geol.* 21: 1011-1018.
- TEICHMÜLLER, M. (1974): Entstehung und Veränderung bituminöser Substanzen in Kohlen in Beziehung zur Entstehung und Umwandlung des Erdöls. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 24: 65-112.

- TRELOAR, P.J. & COWARD, M.P. (1991): Indian Plate motion und shape: constraints on the geometry of the Himalayan orogen. - *Tectonophysics* 191: 189-198, Amsterdam.
- TRELOAR, P.J., REX, D.C. & WILLIAMS, M.P. (1991): The role of erosion und extension in unroofing the Indian Plate thrust stack, Pakistan Himalaya. - *Geol. Mag.* 128 (5): 465-478.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. [eds.] (1992): *Structural Geology*. – Freeman, New York.
- VANN, I.R., GRAHAM, R.H. & HAYWARD, A.B. (1986): The structure of mountain fronts. - *J. Struc. Geol.* 8 (3+4): 215-227.
- VANNUCCHI, P. (1999): Segmented, curved faults: the example of the Balduini Thrust Zone, Northern Apennines, Italy. – *J. Struct. Geol.* 21: 1655-1668.
- VELJA, T., DAVISON, I., SERJANI, A. & ALSOP, I. (1999): Thrust Tectonics und the Role of Evaporites in the Ionian Zone of the Albanides.
- VERGÉS, J., MARZO, M., SANTAEULÀRIA, T., SERRA-KIEL, J., BURBANK, D.W., MUÑOZ, J.A. & GIMÉNEZ-MONTSANT, J. (1998): Quantified vertical motions und tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. – In: MASCLE, A., PUIGDEFÀBREGAS, C., LUTHERBACHER, H.P. & FERNÁNDEZ, M. [eds.]: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. – *Geol. Soc. Special. Publ.* 134: 107-134.
- VERMA, R.K., MUKHOPADHYAY, M. & BHANJA, A.K. (1980): Seismotectonics of the Hindukush und Baluchistan Arc. - *Tectonophysics* 66: 301-322, Amsterdam.
- VITA-FINZI, C. (1979): Rates of Holocene folding near Bandar Abbas, Iran. - *Nature* 278: 632-634.
- VREDENBURG, E.W. (1909): Mollusca of the Ranikot series, introductory note on the stratigraphy of the Ranikot series. – *Ibid. Mem. Paleont. Indica New Ser.* 3 (1): 5-19.
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmungen von jungen Gesteinen und Artefakten. - 176 Abb., Enke, Stuttgart.
- WAHEED, A. & WELLS, N.A. (1990): Changes in paleocurrents during the development of an obliquely convergent plate boundary. - *Sed. Geol.* 67: 237-261.
- WAHEEDUDDIN, A. (1986a): Geologic Map of Dhodak, scale 1:50.000. – *Geol. Surv. Pakistan*.
- WAHEEDUDDIN, A. (1986b): Geologic Map of Barhi, scale 1:50.000. – *Geol. Surv. Pakistan*.
- WALLACE, R.E. [chairperson](1986): *Active Tectonics*. - *Studies in Geophysics*, 266 p., National Acad. Press. Washington.
- WEGENER, A. (1915): *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. – *Sammlung Vieweg* 23, 94 S., 20 Abb., Braunschweig, 1915.
- WELCOMME, J.L., ANTOINE, P.O., DURANTHON, F., MEIN, P. & GINSBURG, L. (1997): Nouvelles découvertes de Vertébrés miocènes dans le synclinal de Dera Bugti (Balouchistan, Pakistan). New discoveries of Miocene vertebrates in the Dera Bugti syncline (Baluchistan, Pakistan). - *Earth Planet. Sci.* 325: 531-536.
- WELTJE, G.J., MEIJER, X.D. & DE BOER, P.L. (1998): Stratigraphic inversion of siliclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic und climatic forcing. – *Basin Res.* 10: 129-153.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.P. & SEELY, D.R. (1973): Basic Wrench Tectonics. - *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 57 (1): 74-96, 16 figs., 1 tab.
- WILLIAMS, M.D. (1959): Stratigraphy of the lower Indus Basin, West Pakistan. – *World Petr. Cong.*, 5th New York Proc. Sec. 1: 377-394.
- WILLIS, B. (1993): Ancient river systems in the Himalayan foredeep, Chinji Village area, northern Pakistan. - *Sed. Geol.* 88: 1-76, Amsterdam.
- WILLIS, B.J. & BEHRENSMEYER, A.K. (1995): Fluvial systems in the Siwalik Miocene und Wyoming Paleogene. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecolog.* 115: 13-35.
- WOHLBEREDT, R. (1997): Kartierbericht zur Geologischen Karte der Barhi Synkline, West-Pakistan. Schwermineral-Assoziation in der Barhi-Synkline, West-Pakistan - Unveröff. Dipl. Kart. und Dipl. Arb., Univ. Göttingen.

- WOODWARD, N.B., BOYER, S.E. & SUPPE, J. (1989): *Balanced Geological Cross Sections: An Essential Technique in Geological Research und Exploration*. - Short Course in Geology 6, 132 pp., American Geophysical Union.
- YEATS, R.S. (1986): Active faults related to folding. - In: WALLACE, R.E. [ed.]: *Active Tectonics*. - 63-79, National Academic Press, Washington.
- YEATS, R.S., KULM, L.D, GOLDFINGER, C., MC NEILL, L.C. (1998): Stonewall anticline: An active fold on the Oregon continental shelf. – *Geol. Soc. Amer. Bulletin* 110 (5): 572-587.
- ZAPATA, T.R. & ALLMENDINGER, R.W. (1996): Thrust-Front Zone of the Precordillera, Argentina: A Thick-Skinned Triangle Zone. - *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 80 (3): 359-381.
- ZEITLER, P.K. (1985): Cooling history of the Northwestern Himalaya Pakistan. – *Tectonics* 4 (1): 127-151.
- ZILBERMAN, E. & WACHS, D: (1988): Detection method of subrecent to recent tectonic activity in the anticlinal system of the northern Negev, Israel. – *J. Geol. Water Sci.* 11 (1): 65-72.
- ZWEIGEL, J. (1998): Eustatic versus tectonic control on foreland basin fill. – *Contr. Sed. Geol* 20, 94 figs., 18 tabs.

8 Verwendetes Satellitenbild-, Luftbild- und Kartenmaterial

LANDSAT-TM-5: Path 151 / Row 039, Vollszene vom 06.11.1989, Papierabzüge in den Maßstäben 1:50.000, 1:100.000 und 1:250.000 am GLOBUS-System der BGR, Hannover prozessiert.

LANDSAT-MSS: Satellite Image Map Pakistan, 1:2.000.000,
Map I 2587 A, U.S. Geological Survey.

Satellite Image Map N.W. Frontier, 1:500.000,
Map I 2587 B, U.S. Geological Survey.

Satellite Image Map Northern Areas, 1:500.000,
Map I 2587 C, U.S. Geological Survey.

Satellite Image Map N.W. Balochistan, 1:500.000,
Map I 2587 D, U.S. Geological Survey.

Satellite Image Map N.E. Balochistan, 1:500.000,
Map I 2587 E, U.S. Geological Survey.

Satellite Image Map Punjab, 1:500.000,
Map I 2587 F, U.S. Geological Survey.

Satellite Image Map S.W. Balochistan, 1:500.000,
Map I 2587 G, U.S. Geological Survey.

Satellite Image Map Sindh, 1:500.000,
Map I 2587 H, U.S. Geological Survey.

Luftbilder: 188 Schwarz-Weiß-Ortholuftbilder, Maßstab ca. 1:60.000, Kontaktkopien (schwarz-weiß, matt, 23 cm x 23 cm) auf normalem Fotopapier, "The Photographic Survey Cooperation Limited, Toronto Canada under Canadian Colombo Plan Auspices" zwischen Dezember 1953 und April 1954 aufgenommen, durchschnittliche Flughöhe 24.000 Fuß (ca. 7315 m), Optik (AMSL) mit 6 inch (ca. 152,4 mm) Brennweite

Geologische Karten: KAZMI, A.H. & RANA, R.A. (1982):
Tectonic Map of Pakistan, scale 1:2.000.000.
Geol. Surv. Pakistan.

WAHEEDUDDIN, A. (1986a):
Geologic Map of Dhodak, scale 1:50.000.
Geol. Surv. Pakistan.

WAHEEDUDDIN, A. (1986b):
Geologic Map of Barhi, scale 1:50.000.
Geol. Surv. Pakistan.

BANNERT et al. (1992):
The Western Fold Belt, Pakistan 1:500.000,
Sheet 1-3. – Geol. Jb. B **80**

Topographische Karten: Topographical Map of Pakistan, 1 sheet: 39 J, scale 1:250.000. –
Surv. Pakistan.

AHAD, A. (1964):
Topographical Map of Pakistan, sheets 39 J/2-6, 8, 10, 11, 39
K/1, 5, scale 1:50.000. – Surv. Pakistan.

HASHMI, M.N.A. (1960):
Topographical Map of Pakistan. Sheet 39 J/1, scale 1:50.000. –
Surv. Pakistan.

HASHMI, M.N.A. (1959):
Topographical Map of Pakistan. Sheet 39 J/7, scale 1:50.000. –
Surv. Pakistan.

Lebenslauf

09.05.1969 geboren in Goslar

Schulbildung und Wehrdienst

1975 bis 1979 Grundschule Jürgenohl in Goslar
1979 bis 1981 Orientierungsstufe Goldene Aue in Goslar
1981 bis 1988 Christian-von-Dohm Gymnasium in Goslar

1988 bis 1989 Wehrdienst in Braunschweig

Studium

1989 bis 1991 Studium der Geographie in Göttingen

1991 bis 1996 Studium der Geologie / Paläontologie am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) in Göttingen mit den Schwerpunkten Strukturgeologie, Orogenesen, geologische Kartierungen, Photogeologie, Fernerkundung

1996 bis 1999 Dissertation zum Thema "Strukturelle und sedimentologische Prozesse der Entwicklung eines Foreland-Basins. Das Zinda-Pir-Antiklinorium und die Sulaiman Range, Pakistan."

Veröffentlichungen

- KOLLMANN, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 115 Reutte. - Jb. Geol. Bundesanstalt **137** (3): 499.
- KOLLMANN, M. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 115 Reutte. - Jb. Geol. Bundesanstalt **138** (3): 523-524.
- M. KOLLMANN, D. BANNERT, D. HELMCKE (1998): Development of a foreland basin structure, preliminary results from the Zinda Pir Anticlinorium Western Fold Belt, Pakistan. - Terra Nostra **98** (1): 57-58.
- KOLLMANN, M., BANNERT, D. & HELMCKE, D (1998): Satellitenbilddauswertung zur Erfassung junger Deformation in Pakistan (Zinda Pir Antiklinorium). - Pub. Deutschen Gesellschaft Photogrammetrie Fernerkundung, Band **6**: 5-11.


Anhang

Anlage 1: Geologische Profile A bis F

Anlage 2: Fototafeln 1 bis 12

Anlage 1: Geologische Profile A bis F


Legende zu den Geologischen Profilen A-F

Schichtgrenze, untertägig 

Schichtgrenze, übertägig 

Störung 

Grenzstrahl 

Pinnlinie 

US Upper Siwaliks

TZ Transitionzone

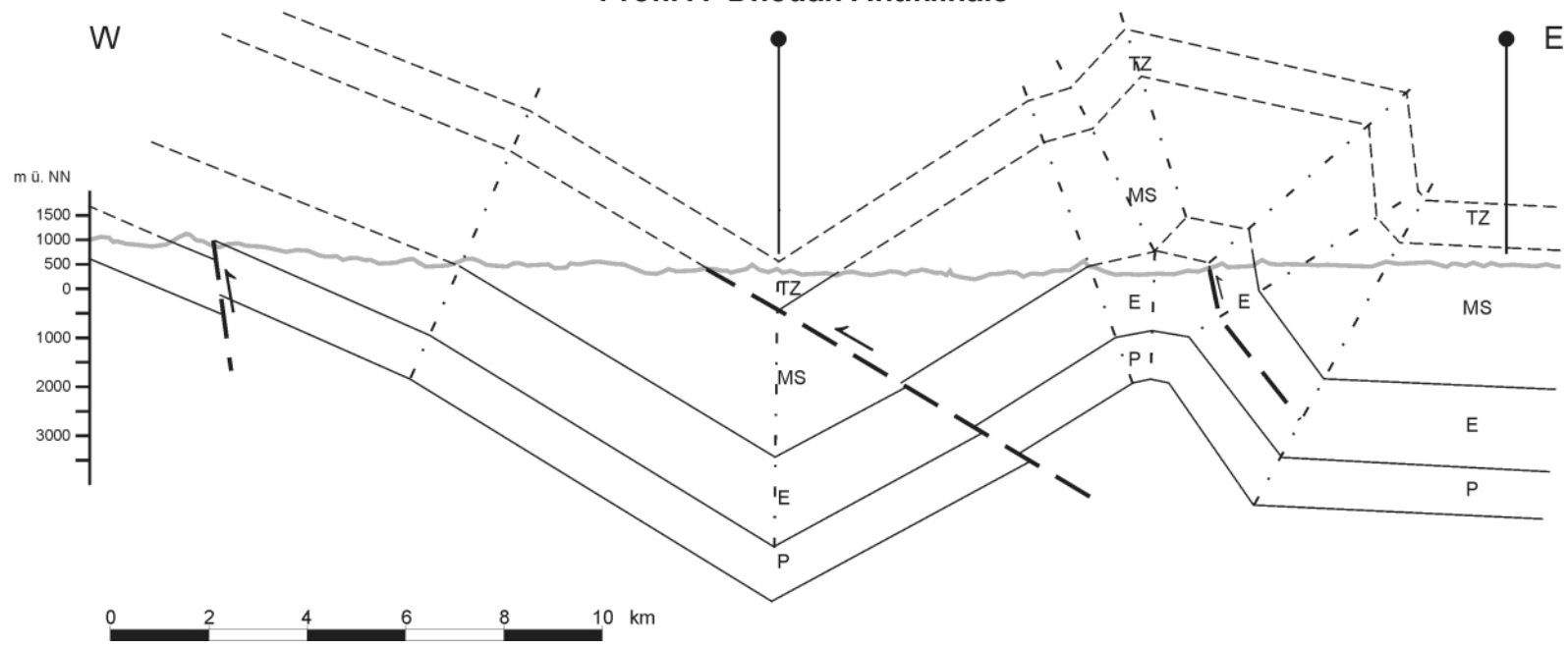
MS Middle Siwaliks, Lower Siwaliks, Nari Formation

E Upper Chocolate Clay, White Marl Member, Lower Chocolate Clay, Platy Limestone+ Assilina Bed, Shales with Alabaster,

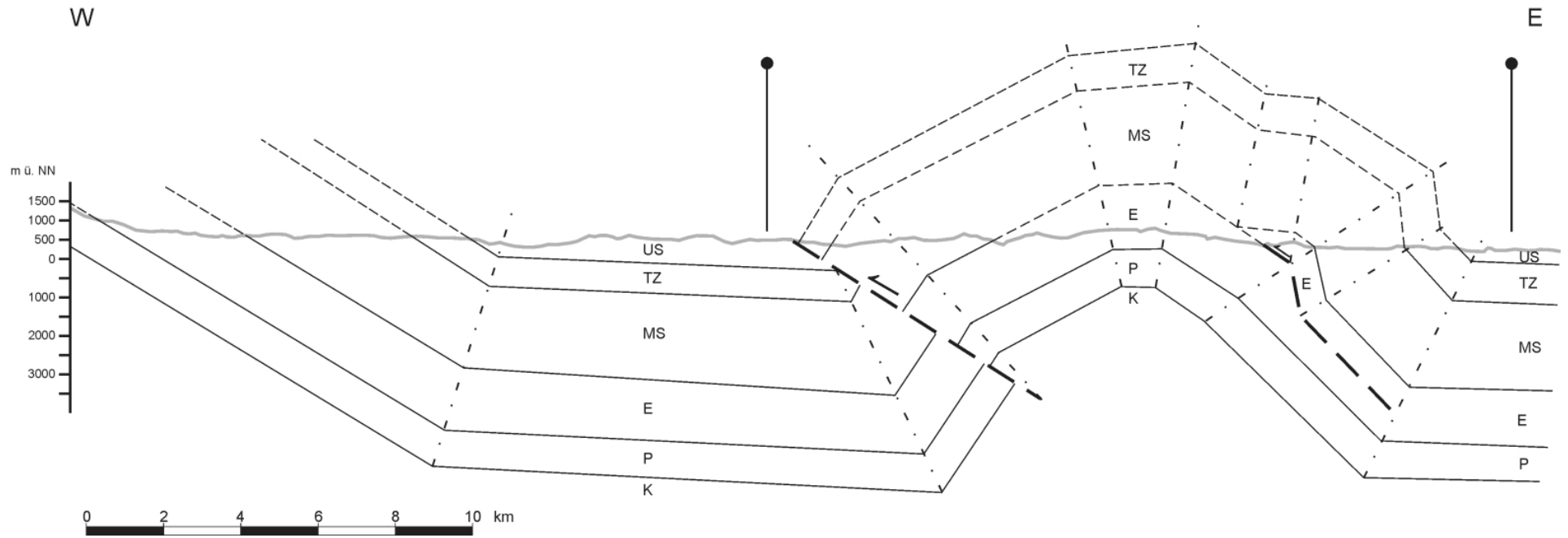
P Rubbly Limestone, Green and Nodular Shale, Ghazij Shale, Dunghan Limestone, Rhanikot Formation

K Pab Sandstone

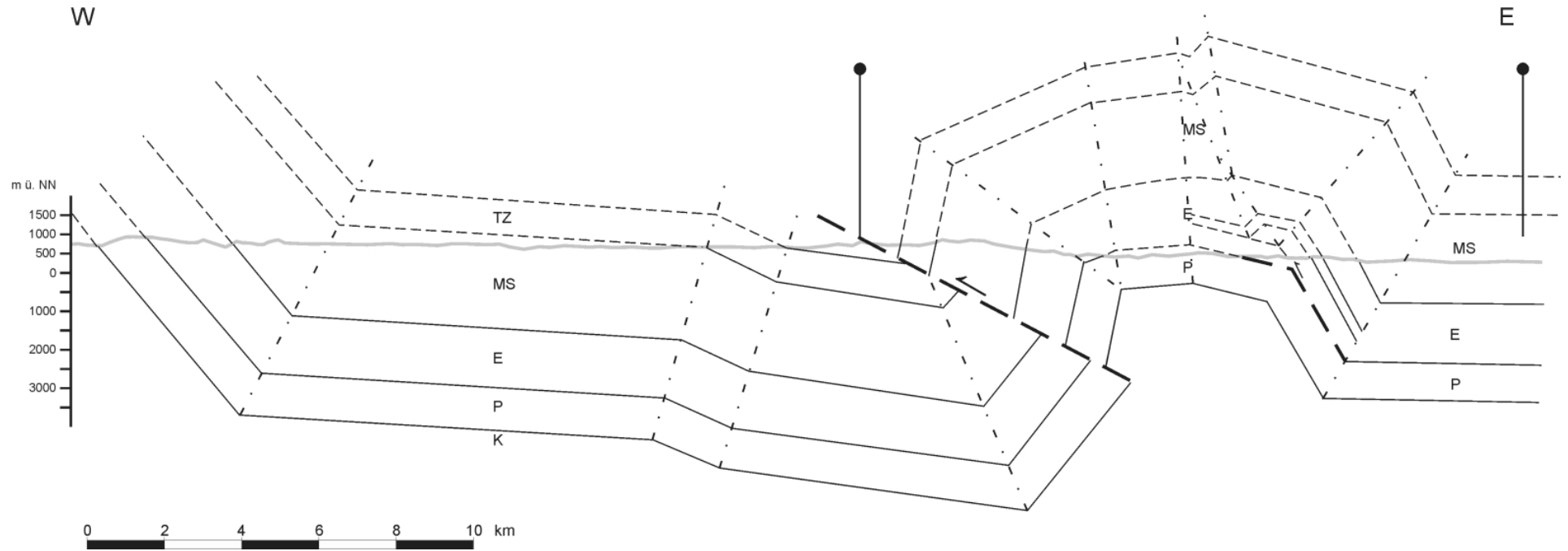
Profil A Dhodak-Antiklinale



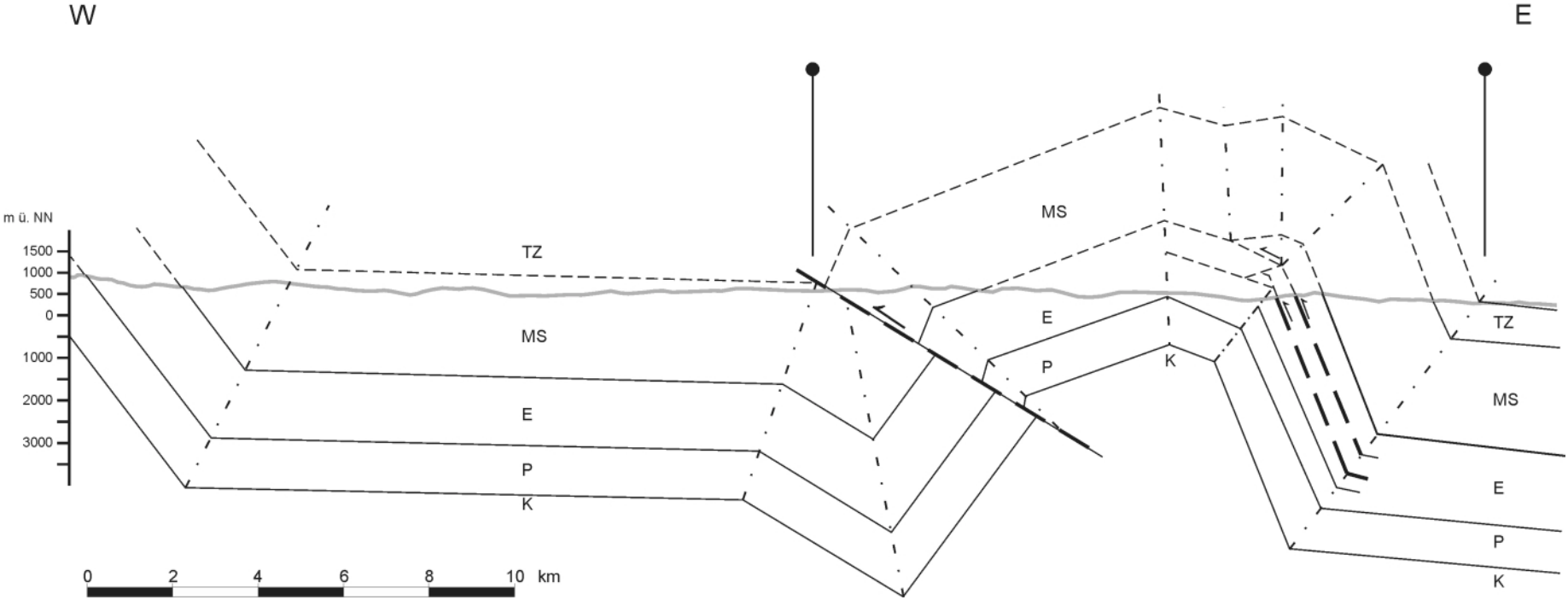
Profil B Afi-Band-Antiklinale



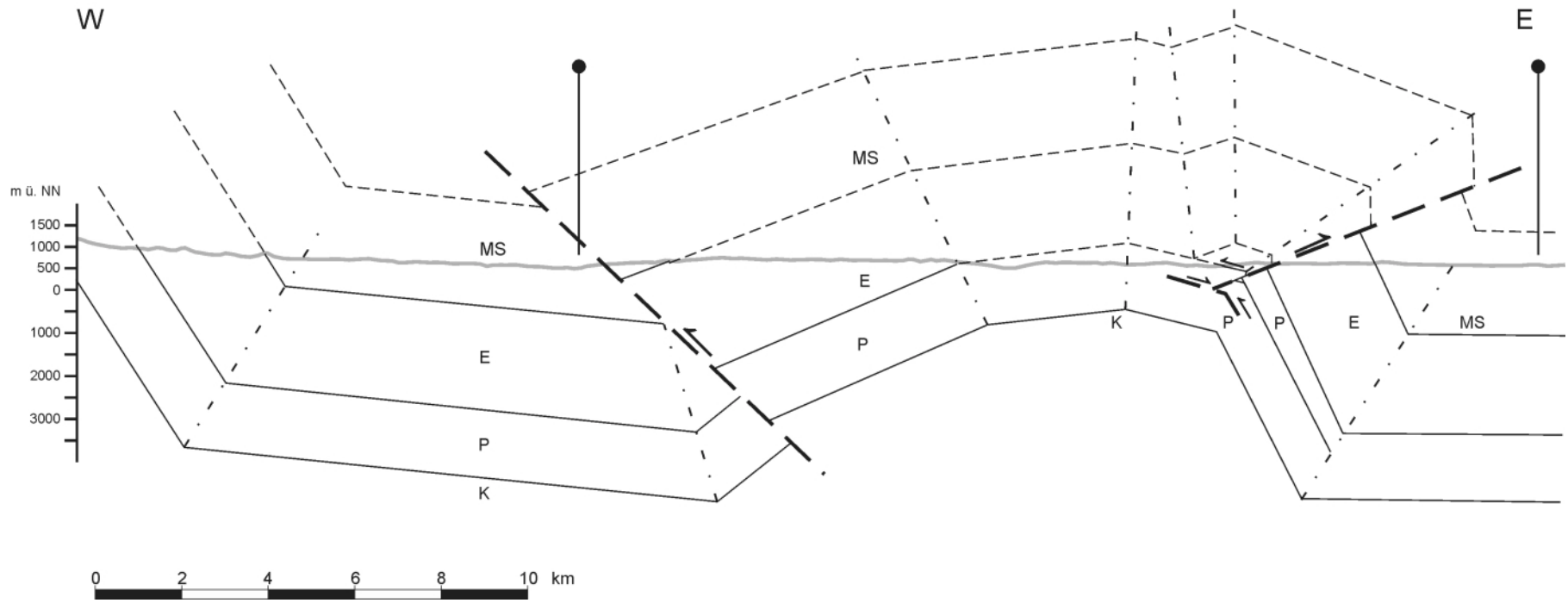
Profil C Lagthal, nördliche Zinda-Pir-Antiklinale



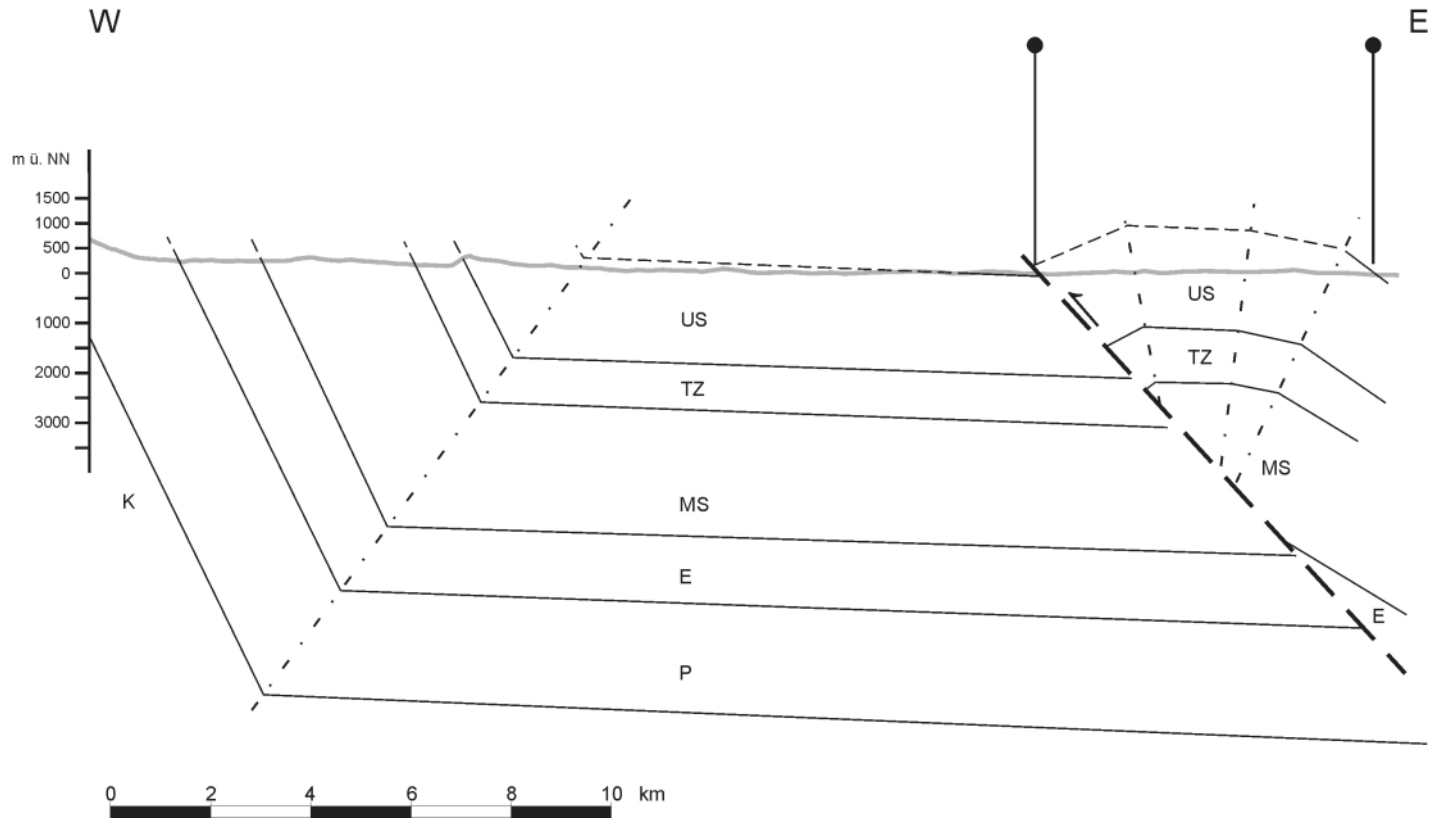
Profil D Sori Nala, mittlere Zinda-Pir-Antiklinale



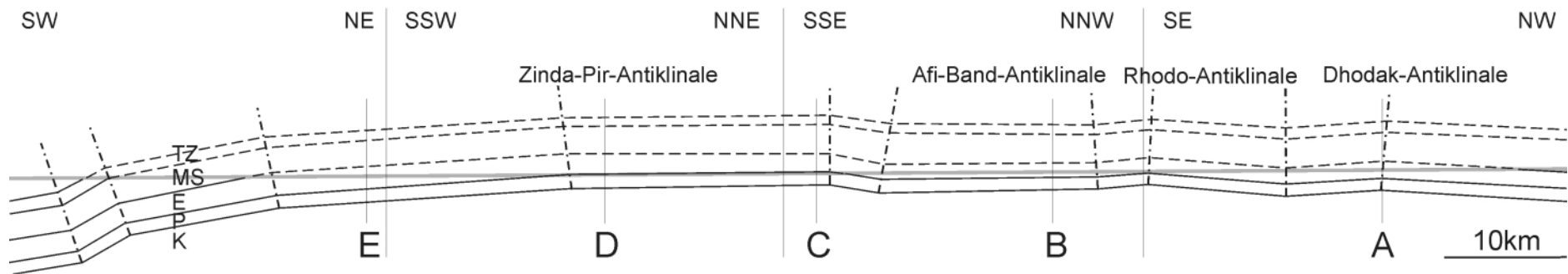
Profil E Vidor Nala, südliche Zinda-Pir-Antiklinale



Profil F Rakhi Nala - Sakhi-Sarwar-Antiklinale



N-S Profil durch das Zinda-Pir-Antiklinorium



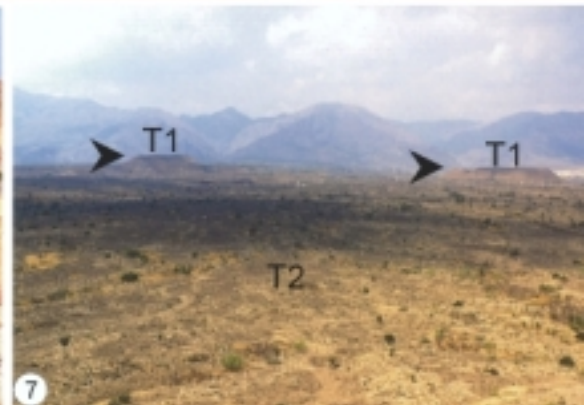
Anlage 2:

Fototafel 1 bis 12

Geomorphologie

- Fig.1: Blick aus der Zinda-Pir-Antiklinale im Bereich des Mahoi Nala aus ca. 700 m ü. NN nach Osten in die Indus-Ebene (ca. 130 m ü.NN).
- Fig.2: Das Pediment östlich der Rhodo-Antiklinale. Deutlich ist der morphologische Wechsel zwischen Pediment und Gebirge zu erkennen. Die mit ca. 60° nach Osten einfallenden Schichten sind nach kurzem Übergang steil gekippt. Das Pediment fällt mit ca. 5-10° nach Osten ein. In Richtung Indus wird es flacher. (Blick Richtung Südwesten)
- Fig. 3: Das mehrere hundert Meter breite Schotterbett des Sanghar Lahar zwischen der Rhodo- und der Afi-Band-Antiklinale wird während der trockenen Monate im Jahr von einem wenige Meter breiten Gerinne durchflossen. Zu Zeiten von Hochwässern im Monsun findet ein stoßweiser Weitertransport der Schotterterrassen statt. Dieser Schottertransport findet in der gesamten Breite des Hochwasserbettes statt. (Blick Richtung Norden)
- Fig. 4: Die Baghal-Chur Synklinale. Die Flußterrassenflächen mit T1- und T2-Terrassen sind von Flüssen (hier der Runghan Lahar) zerschnitten. Der Standpunkt in der Sulaiman Range liegt in etwa 1100 m ü. NN, die Terrassen liegen etwa 400 m tiefer. (Blick Richtung Osten)
- Fig. 5: Das Flußbett des Sanghar Lahar bei Thak am Westrand der Barthi-Synklinale. Deutlich ist ein Isoklinalhang im White Marl Member zu einer flat-iron Struktur ausgebildet (Pfeil). Diese Strukturen sind auch im Satellitenbild zu erkennen.
- Fig. 6: Das Flußbett des Belab Nala auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale. Die steil nach Osten einfallenden Schichten der Lower Siwaliks exhumieren im semi-ariden Klima zu Felspfeilern und -nadeln. (Blick Richtung NE)
- Fig. 7: Im Bereich des Rakhi Nala südlich der Zinda-Pir-Antiklinale findet man Überreste von T1-Terrassen als Relikte auf T2-Terrassen (Pfeile). Sie geben Auskunft über die hohen Hebungsraten des Antiklinoriums. Im Bildhintergrund die bis zu 1500 m ü.NN aufragende Sulaiman Range. (Blick Richtung Westen)

Tafel 1



- Fig. 8: Mindestens vier unpaarig (GOUDIE 1992) angeordnete Flußterrassen können im Bereich des Vidor Nala westlich der Zinda-Pir-Antiklinale aufgrund ihrer Höhenlage bestimmt werden. Die älteste und somit am höchsten liegenden T1-Terrasse liegt hier ca. 200 m über dem rezenten Fluß. (Blick Richtung Osten)
- Fig. 9: Am Ostrand der Zinda-Pir-Antiklinale sind Terrassen, die in Fig. 8 dargestellt sind, ebenfalls zu verifizieren. Sie sind deutlich durch die dunklen Farben (Wüstenlack auf Quarzitzeröllen) von den hellen Sandsteinen der Middle Siwaliks zu unterscheiden. (Blick Richtung Südosten)
- Fig. 10: In der Baghal-Chur-Synklinale ist die T2-Terrasse als Felssohlenterrasse (LOUIS & FISCHER 1979 b) über den mit ca. 35° nach Westen einfallenden Sedimenten der Transitionzone ausgebildet. Der Talboden des Sakhi-Sarwar Nala liegt etwa 40 m unter der T2-Terrasse.
- Fig. 11: Im Flußbett des Sanghar Lahar östlich Garm Ap ist diese etwa 4m hohe Hochwasser-Terrasse angelegt (Pfeil). Diese unpaarig ausgebildete Terrasse zeigt eine starke Sortierung der Flußsedimente.
- Fig. 12: Im Bereich der eozänen Einheit des Upper Chocolate Clay führt Linearerosion z.B. nach Starkregen zu einem Zerschneiden des Geländes. Die Einschnitte verzweigen sich nach oben. Nach jedem Niederschlagsereignis vergrößern, vertiefen und erweitern sie sich durch rückschreitende Erosion. Die Spülrinnen, Runsen und Racheln (FISCHER & LOUIS 1979 a) haben Tiefen von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern und dokumentieren Abtragungsprozesse großer Augenblicksleistung. (Blick Richtung Nordwesten)
- Fig. 13: Im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale zeigen die Green and Nodular Shales im Verlauf des Kaura Sori Nala eine ähnliche Badland-Morphologie wie in Fig. 12.
- Fig. 14: Grobkörnige Sandsteine der Lower Siwaliks auf der Ostflanke der Afi-Band-Antiklinale verwittern durch das relativ weitständige Kluftnetz zu Formen, die an "Wollsack-Verwitterung" in Graniten erinnern.

Tafel 2

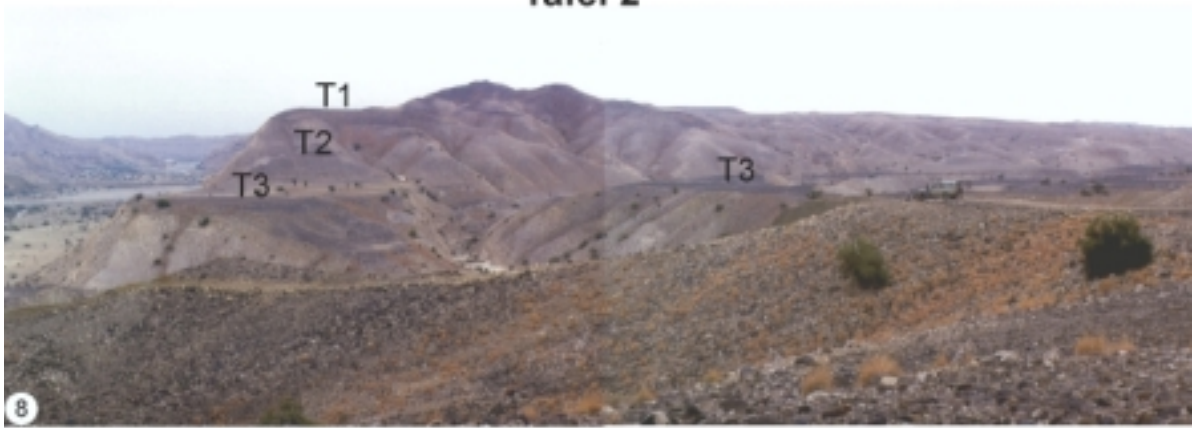


Fig. 15: Auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale sind in den Middle Siwaliks Täler parallel zur Schichtung angelegt. Sie bieten Schutz für die landwirtschaftliche Nutzung der Talböden. (Blick Richtung Süden)

Stratigraphie

Fig. 16: Im Kern der Fort-Munro-Antiklinale ist die Einheit des Pab Sandstone aufgeschlossen (obere Kreide). Es ist ein gut gebankter Quarzit, der nicht im Zinda-Pir-Antiklinorium aufgeschlossen ist. (Blick Richtung Westen)

Fig. 17: Schrägschichtungskörper im Pab Sandstone deuten auf die fluviatile (deltaische?) Fazies hin.

Fig. 18: Die Rhanikot Formation (Paläozän) ist im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale am Nordufer des Sori Nala aufgeschlossen. Sie ist im Arbeitsgebiet die älteste Kartiereinheit. Die ausgeprägte Klüftung und das große Porenvolumen bietet für Erdgas Migrationswege und Speicherraum: Es wurden im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale am Nordufer des Sori Nala Erdgasaustritte beobachtet.

Fig. 19: Der Dunghan Limestone im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale (Belab Nala) ist durch Fossilien (z.B. Nummuliten, siehe Pfeil) als flachmariner Kalk zu interpretieren.

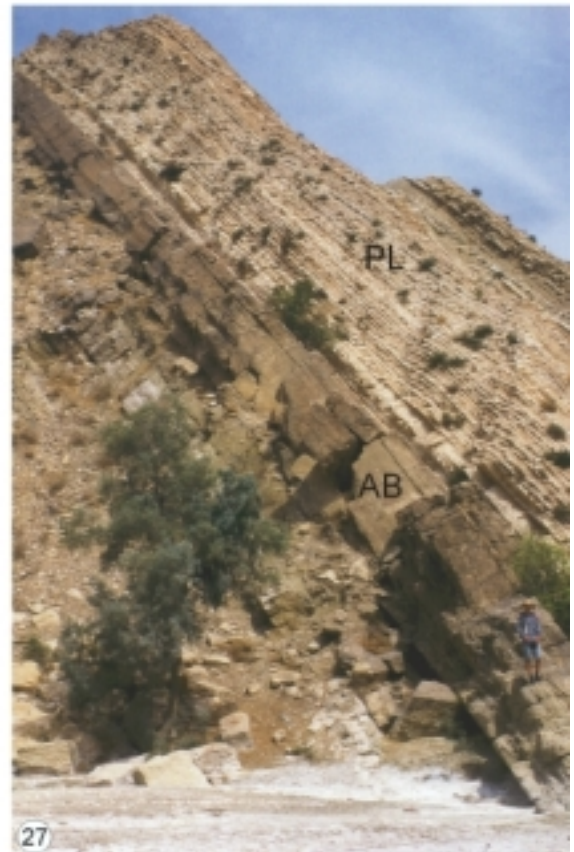
Fig. 20: Südlich der Zinda-Pir-Antiklinale ist die Einheit der Ghazij Shales am Rakhi Nala aufgeschlossen (Pfeil). Ca. 40 m über dem rezenten Fluß sind darüber eine ältere (T1) und eine jüngere (T2) Terrasse geschüttet. (Blick Richtung Norden)

Tafel 3



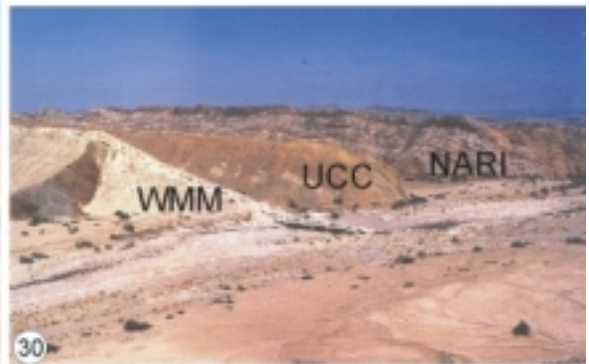
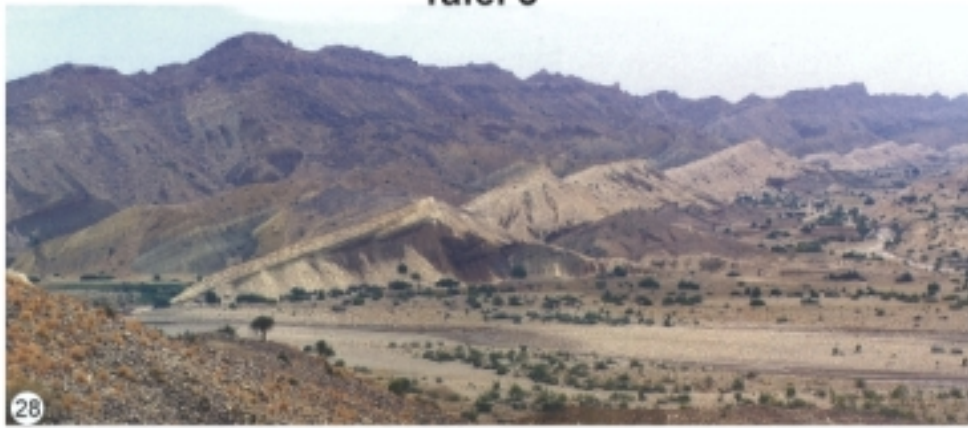
- Fig. 21: In den Ghazij Shales (Eozän) im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale (Belab Nala) findet man Gipslinsen innerhalb der tonig mergeligen Schichten.
- Fig. 22: Der Rubbly Limestone (Eozän) kann durch die Kalkbänke (Pfeile) innerhalb der mergeligen Schichten gut untergliedert werden. Insgesamt sind bis zu 7 Kalkbänke zu erkennen. Sie sind bei der strukturgeologischen Auswertung wichtige Indikatoren hinsichtlich Charakter und Weite der Überschiebungen. (Kaura Sori Nala, Blick Richtung Osten)
- Fig. 23: An der Hangendgrenze des Rubbly Limestone liegen die markanten, knollig ausgebildeten, obersten vier Kalkbänke. (Belab Nala, Blick Richtung Norden)
- Fig. 24: Die Grenze des Rubbly Limestone zur Einheit der Shales with Alabaster (Eozän). Die dunklen Tone sind gut als Kartiergrenze vom Liegenden Rubbly Limestone zu unterscheiden. (Karo Nala, Blick Richtung Nordosten)
- Fig. 25: Die Shales with Alabaster sind durch ihre duktilen rheologischen Eigenschaften stark gefaltet. Der Faltenbau ist jedoch nicht mit der übergeordneten Geometrie zu vergleichen. (Kaura Sori Nala, Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale)
- Fig. 26: Zwischen der Rhodo- und der Afi-Band-Antiklinale ist der Platy Limestone im Verlauf des Sanghar Lahar aufgeschlossen. Hier ist die Klüftung der Kalke gut zu erkennen. (Blick Richtung Nordosten)
- Fig. 27: Im Karo Nala auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale fällt die Einheit des Platy Limestone (PL) und des *Assilina* Bed (AB) steil nach Osten ein. Deutlich sind die Mächtigkeitsunterschiede des gut geschichteten Platy Limestone und der ca. 2m mächtigen *Assilina* Bank zu unterscheiden.

Tafel 4



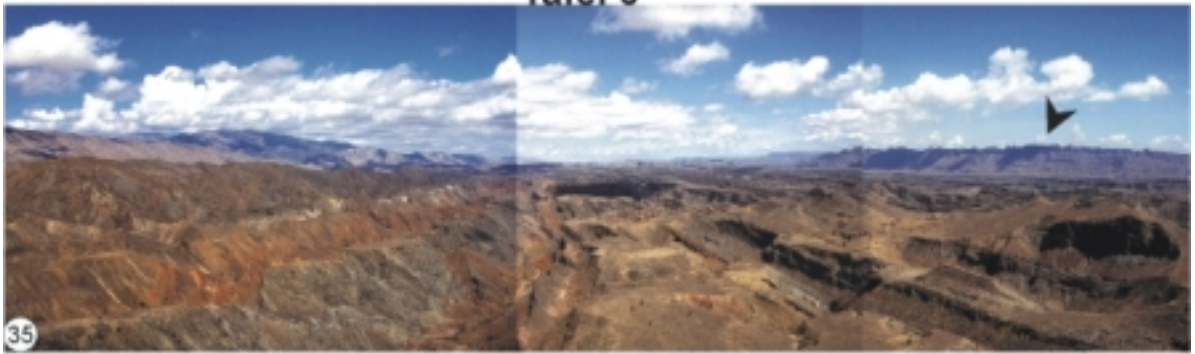
- Fig. 28: Am Nordufer des Vidor Nala auf der Westflanke der Zinda-Pir-Antiklinale sind die Einheiten des Lower Chocolate Clay, des White Marl Members, des Upper Chocolate Clay, der Nari Formation sowie der Lower Siwaliks (von rechts nach links) aufgeschlossen. (Blick Richtung Nordwesten)
- Fig. 29: Auf der Westflanke der Afi-Band-Antiklinale sind die Einheiten des Platy Limestone, des White Marl Members und der Lower Siwaliks deutlich als verwitterungsresistente Schichtkämme herausgewittert. (Blick Richtung Nordwesten)
- Fig. 30: Im Kaura Sori Nala auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale sind die Einheiten des White Marl Members (WMM), des Upper Chocolate Clays (UCC) und der Nari Formation (NARI) als markante Rücken im Gelände zu erkennen. Die Nari Formation hat an dieser Lokation ihre größte Mächtigkeit. (Blick Richtung Nordosten)
- Fig. 31: Auf der Ostflanke der Rhodo-Antiklinale ist der Übergang von den Lower zu den Middle Siwaliks gut zu erkennen. Die rötlich gefärbten Lower Siwaliks (Pfeil links im Bild) sind schon morphologisch gut von den grauen Sandsteinen der Middle Siwaliks (rechter Pfeil) zu unterscheiden. In der Bildmitte (Pfeil) ist der Übergang zwischen beiden Einheiten aufgeschlossen. (Blick Richtung Nordosten)
- Fig. 32: Die Lower Siwaliks auf der Westflanke der Afi-Band-Antiklinale fallen mit ca. 30° nach Westen ein.
- Fig. 33: Der Übergangsbereich zwischen den Lower Siwaliks und den Middle Siwaliks auf der Westflanke der Afi-Band-Antiklinale im Flußtal des Sanghar Lahar zeigt einen Wechsel von roten Hochwasser anzeigenden Siltsteinen und roten bis grauen Sandsteinen, die eine normale Wasserführung eines Paläoflusses anzeigen.
- Fig. 34: Knochenfund von *Mastodon sensu lato* in den Middle Siwaliks (unterer Teil, Sanghar Lahar bei Barhi, RAMIN 1997).

Tafel 5



- Fig. 35: Die Westflanke der Barthi-Synklinale mit den Einheiten der Lower, Middle und Upper Siwaliks (Pfeil). (Blick Richtung Norden)
- Fig. 36: Der Übergang der Transitionzone in die Upper Siwaliks im Kern der Barthi-Synklinale im Flußtal des Sanghar Lahar. Die Transitionzone fällt flach (ca. 10°) nach Osten ein und die Middle Siwaliks im Bildhintergrund fallen mit ca. 40° nach Westen ein. (Blick Richtung Nord)
- Fig. 37: Die Transitionzone am Nordufer des Sanghar Lahar bei Barthi. Die Wechsellagerung von hellen und braunen Sandsteinen ist deutlich zu erkennen. Im linken Teil (Pfeil) des Aufschlusses ist eine morphologische Kante in die hellen Sandsteine eingeschnitten. Die Einheit wird von Terrassenflächen diskordant überlagert. (Blick Richtung Nordosten)
- Fig. 38: Konglomerate der Upper Siwaliks im Sakhi-Sarwar Nala mit Durchmessern von einigen Dezimetern.
- Fig. 39: Eine Nahaufnahme der Konglomerate zeigt, daß die Komponenten aus hellen aufgearbeiteten Sandsteinen der unteren Siwalik-Gruppe, Kalkkomponenten und aus Bestandteilen von weiter entfernten Liefergebieten bestehen. (Sakhi-Sarwar Nala, Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale).

Tafel 6

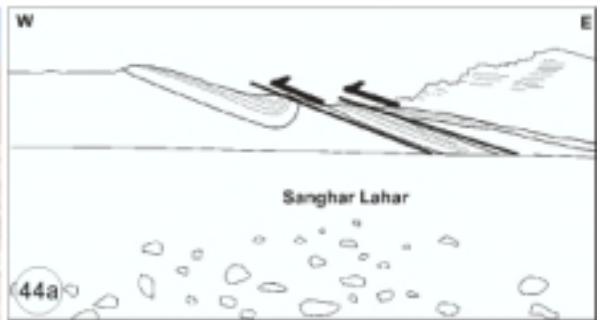


- Fig. 40: Die rotbraunen Upper Siwaliks am Nordufer des Sakhi-Sarwar Nala auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale zeigen eine Bankung von bis zu 5 m Mächtigkeit. Dadurch sind sie sehr verwitterungsresistent und am Südende der Zinda-Pir-Antiklinale ein Kammbildner. (Blick Richtung Nordosten)
- Fig. 41: Im Hangenden der Upper Siwaliks werden diese diskordant und wie hier erosiv von fluviatilen Terrassen überlagert. Der Channel unterhalb des Hammers zeigt eine Gradierung (fining upward) bis zum nächsten Einsetzen grober Gerölle. Damit können Aussagen über das Flußsystem und die Bedingungen der Sedimentation gemacht werden. (Westflanke der Barhi-Synklinale)
- Fig. 42: Die T1-Terrasse (Pfeil) am Südufer des Vidor Nala überlagert diskordant die Einheiten der Middle Siwaliks und der Transitionzone. Die Terrasse liegt etwa 200 m über dem rezenten Fluß und zeigt somit hohe Hebungsraten in diesem Gebiet an. (Blick Richtung Süden)
- Fig. 43: Die Mächtigkeit der Terrasse in Fig. 42 beträgt etwa 4 m. Die Geröllkomponenten bestehen hauptsächlich aus Quarziten des Pab Sandstone, die hier mit Wüstenlack überzogen sind. Die Terrasse fällt bis zu 15° nach Osten ein. (Blick Richtung Nordosten)

Tektonik

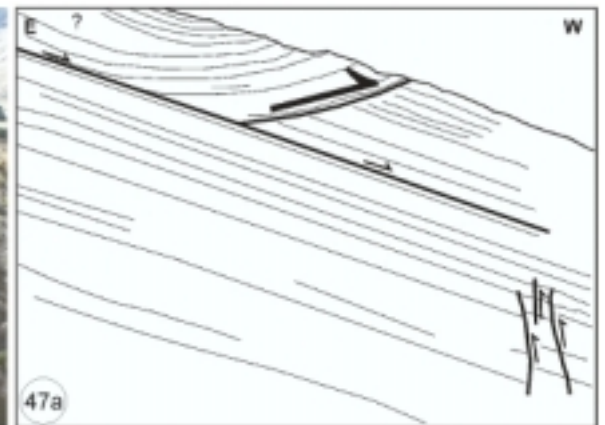
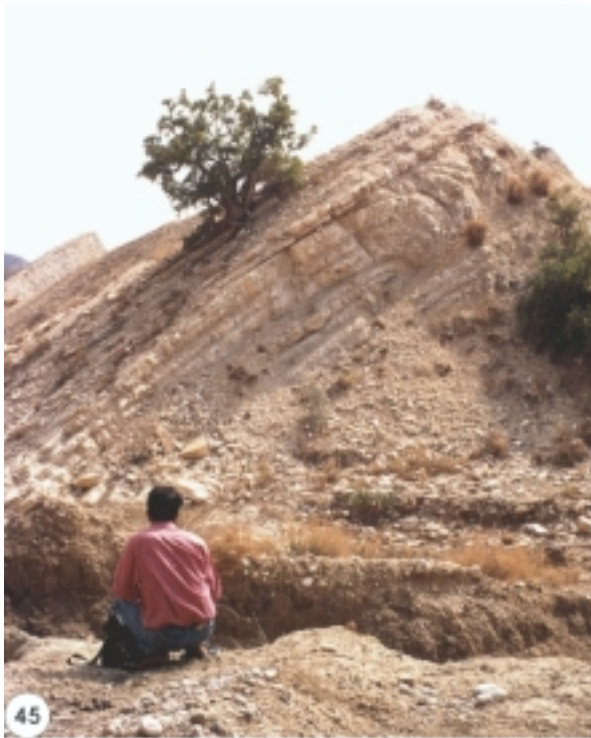
- Fig. 44/44a: Westvergente Überschiebungen in der eozänen Einheit des White Marl Members am Nordufer des Sanghar Lahar auf der Ostflanke der südlichen Rhodo-Antiklinale (Eastern Zinda-Pir Fault).

Tafel 7



- Fig. 45/45a: Westvergente Überschiebungsfalte (thrust fold) mit passivem hangingwall im White Marl Member der Ostflanke der Rhodo-Antiklinale. (Eastern Zinda-Pir Fault)
- Fig. 46/46a: Ostvergente Rücküberschiebung im Platy Limestone der Westflanke der Afi-Band-Antiklinale. (Domanda Fault)
- Fig. 47/47a: Beginnende Überschiebung einer Duplexstruktur im Platy Limestone Westflanke der Afi-Band-Antiklinale. (Domanda Fault)

Tafel 8

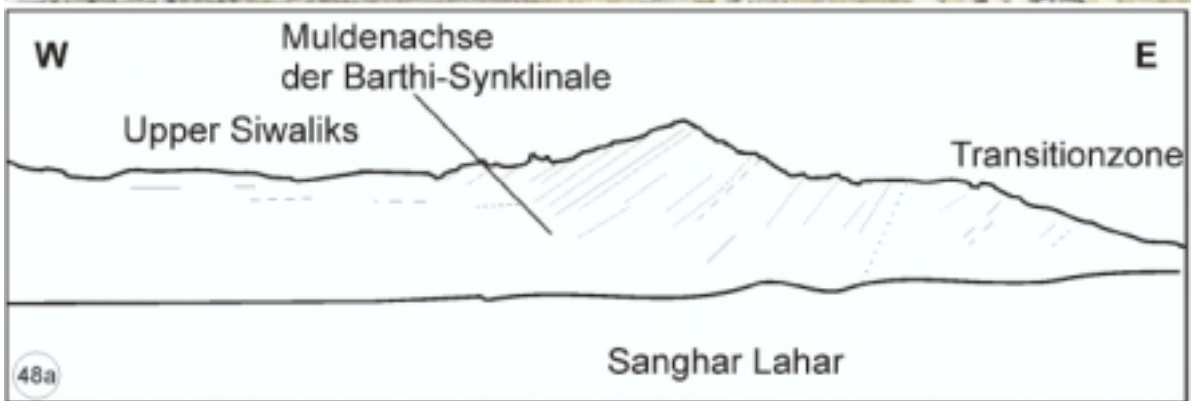


- Fig. 48/48a: Der Muldenkern der Barhi-Synklinale am Nordufer des Sanghar Lahar bei Barhi ist aus den Einheiten der Upper Siwaliks und der Transitionzone aufgebaut. Der flach nach Osten einfallende Westschenkel und der steil nach Westen einfallende Ostschenkel bilden einen scharfen Knick im Scharnier der Mulde.
- Fig. 49/49a: In der Einheit der Shales with Alabaster ist die Eastern Zinda-Pir Fault durch Überschiebungsfalten (thrust folds) mit verfalteten hangingwalls gekennzeichnet. (Ostflanke Zinda-Pir-Antiklinale, südlich des Mahoi Nala)
- Fig. 50/50a: Auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale im Karo Nala verläuft die Eastern Zinda-Pir Fault im Platy Limestone.

Tafel 9



48



48a



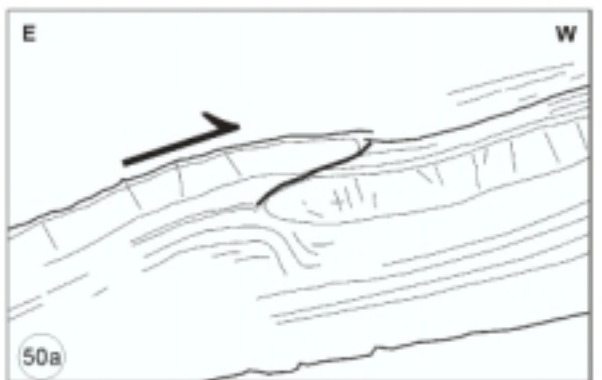
49



49a



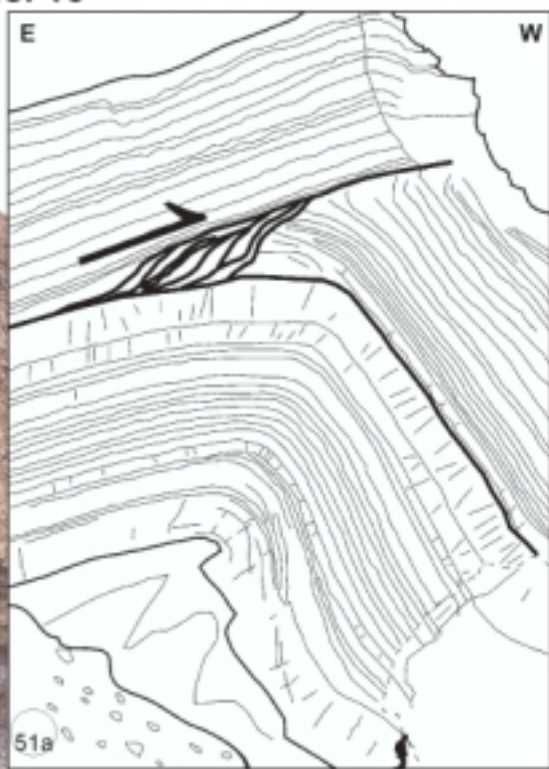
50



50a

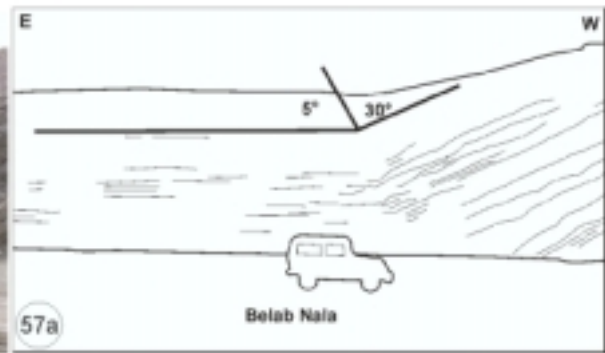
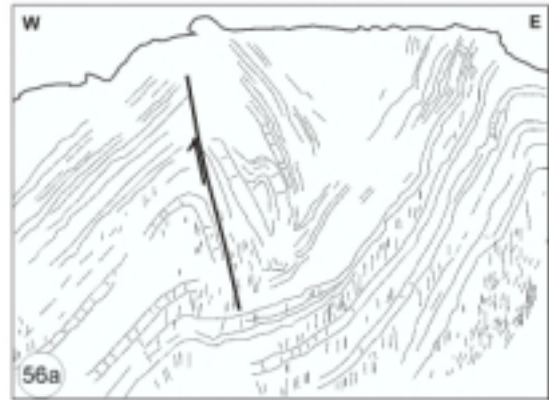
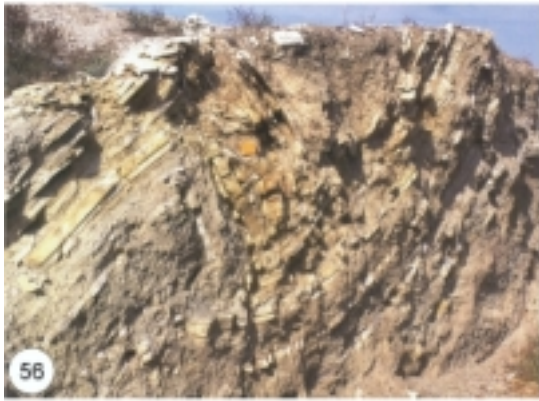
- Fig. 51/51a: Gefaltete "deformed hanging wall" Duplexstruktur (BOYER & ELLIOT 1982) im Platy Limestone auf der Westflanke der Barhi-Synklinale bei Thak am Sanghar Lahar. Die Eastern Sulaiman Fault fällt nach Osten ein.
- Fig. 52: Die Eastern Zinda-Pir Fault teilt sich in den Flußmündungen der großen Flüsse wie hier am Mahoi Nala in mehrere Äste auf. Die Einheit des White Marl Members ist durch Überschiebungsstörungen (Thrust faults) verdreifacht. Es bildet eine mit 70° nach Osten einfallende Duplexstruktur. (Blick Richtung Norden)
- Fig. 53: Der Platy Limestone bildet nur wenige hundert Meter südlich von Fig. 52 eine Doppelfalte (F1 und F2).
- Fig. 54/54a: Ostvergente Aufschiebung im Dunghan Limestone im Kern der Zinda-Pir-Antiklinale.

Tafel 10



- Fig. 56/56a: Auf der Westflanke der südlichen Zinda-Pir-Antiklinale (bei Lakh) ist der Platy Limestone westvergent überschoben.
- Fig. 57/57a: Die Sedimente der Upper Siwaliks gehen auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale im Bereich des Belab Nala ungestört in die Indus-Ebene über (Flexur). Sie sind von jüngeren alluvialen Sedimenten überlagert.
- Fig. 58: Im Flußtal des Belab Nala ist im Bereich der Middle Siwaliks eine strike-slip Störung aufgeschlossen die einen Versatz nach Osten aufweist. Sie wird als tear fault interpretiert.
- Fig. 59: Westvergente Störung (linker Pfeil) in den Shales with Alabaster. Der rechte Pfeil markiert eine Duplexstruktur, die sich auf der Schichtfläche einer Kalkbank ausgebildet hat. Sie zeigt eine deformed hangingwall Geometrie an. (Eastern Zinda-Pir Fault)
- Fig. 60: Im Bereich Lagthal am Rikyani Nala sind die eozänen Einheiten von Platy Limestone und Shales with Alabaster steil auf die Einheiten von Rubbly Limestone und Green and Nodular Shales überschoben. Sie bilden eine steil nach Osten einfallende Duplexstruktur im Störungssystem der Eastern Zinda-Pir Fault.
- Fig. 61: Im Karo Nala auf der Ostflanke der Zinda-Pir-Antiklinale ist im unteren Teil des Rubbly Limestone eine Kalkbank zu einer nach Osten einfallenden Mulde verfaltet. Es ist die einzige Struktur im Arbeitsgebiet, die einen Hinweis auf eine Deformation in Nord-Süd Richtung gibt.
- Fig. 62: Die Lineationen, die senkrecht zur Schichtung (ss) verlaufen, erklären die Kinematik des Faltungsprozesses. Die Lineationen liegen auf Scherflächen, die treppenartig versetzt sind.

Tafel 11



- Fig. 63: Ostvergenter Luftsattel im Shales with Alabaster (SwA) am Nordufer des Karo Nala. Auf dem Sattelkern ist die hangende Einheit des Platy Limestone (PL) noch nicht erodiert.
- Fig. 64: Südlich Lagthal ist die Einheit des Rubbly Limestone durch eine westvergente Störung verdoppelt und zu einer westvergenten Falte deformiert.
- Fig. 65: Im Kaura Sori Nala sind die Shales with Alabaster in einer Scherzone westvergent überschoben.
- Fig. 66: Deutlich ist die Überschiebungszone durch die unterschiedlichen Lithologien zu erkennen.
- Fig. 67/67a: In der Nahaufnahme ist die Aufschiebungszone als "crocodile structure" zu erkennen. Die dunklen Tone sind stark zerschert und die Kalkbänke gefaltet und überschoben.
- Fig. 68/68a: Am Nordufer des Vidor Nala sind der Platy Limestone und die Shales with Alabaster durch eine ostvergente Störung der Eastern Zinda-Pir Fault überschoben. Der Platy Limestone wird dadurch steil gefaltet und abgeschert. (Blick Richtung Norden)

Tafel 12

