

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

---

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur  
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 49

Karl-Heinz Schmidt

# Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus

183 Seiten, 50 Abbildungen, 17 Photos, 20 Tabellen, 2 Karten

1988

---

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3 - 88009 - 048 - 3

*Als Habilitationsschrift auf Empfehlung des Fachbereichs 24, Geowissenschaften, der Freien Universität Berlin  
gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.*

Satz und Layout: Dr. K. Zillbach + A. Opitz GbR, Kantstr. 109, 1000 Berlin 12

Druck: **Zentrale Universitäts-Druckerei**, Kelchstraße 31, 1000 Berlin 41

*Karl-Heinz Schmidt*

Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus

---

Berliner Geogr. Abh., 49: 1-183, Berlin 1988.

---

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

---

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur  
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 49

Karl-Heinz Schmidt

# Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus

183 Seiten, 50 Abbildungen, 17 Photos, 20 Tabellen, 2 Karten

1988

---

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3 - 88009 - 048 - 3

## Vorwort

Diese Arbeit wurde 1978 in Bochum begonnen, zu einer Zeit, als Untersuchungen, die strukturelle Einflüsse auf die Reliefformung betonten, eher im Hintergrund des Interesses mitteleuropäischer Geomorphologie standen, wenn sie nicht gar für gänzlich überflüssig gehalten wurden. Inzwischen neigt sich die Waagschale der wissenschaftlichen Bewertung wieder in Richtung auf eine angemessene Gewichtung der strukturellen Steuerung. Die Stellung der Arbeit außerhalb des klimageomorphologischen Trends blieb nicht ohne erschwerenden Einfluß auf dem Wege ihrer endgültigen Fertigstellung in der vorliegenden Form.

Für mentale, wissenschaftliche, technische und finanzielle Unterstützung möchte ich einer Vielzahl von Personen und Einrichtungen meinen Dank aussprechen.

Die Untersuchungen wurden eingeleitet unter Betreuung meines akademischen Lehrers Prof. Dr. H. LIEDTKE, dem ich auch für sein späteres Interesse am Fortschreiten der Arbeit danke. Von hoher Bedeutung waren für mich die wissenschaftlichen Ratschläge und die aufmunternde Unterstützung auch in schwierigen Phasen der Arbeit durch Prof. F. AHNERT, Aachen. Hohe Achtung empfinde ich für die Bereitschaft von Prof. P. ERGENZINGER, die Arbeit in der Auslaufphase zu betreuen.

Die etwa halbjährigen Geländearbeiten wurden in den Jahren 1978 und 1979 mit großzügiger finanzieller Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt, weitere Geländeaufenthalte schlossen sich in den Jahren 1980 und 1982 an. Im Jahr 1978 begleitete mich mit hilfreicher Unterstützung meine Frau Monika, 1979 mein Bruder Friedrich-Wilhelm. Während der Geländearbeiten erhielt ich wertvolle Hilfe durch das Büro des United States Geological Survey in Flagstaff, Arizona. Dort konnte ich Einblick in unveröffentlichte Manuskripte und Karten nehmen. Mein besonderer Dank gilt hier Prof. T. N. V. KARLSTROM für fördernde Diskussionen und gemeinsam

unternommene Feldexkursionen im Gebiet der Black Mesa und in den Chuska Mountains. Es war mir eine persönliche Freude, mit Prof. C.B. HUNT bei einem Besuch in Salt Lake City zur fachlichen Diskussion zusammenzutreffen.

Zu eindrucksvollen Überblicken über die zentralen Canyonlands verhalfen die Flüge, die Joe PRATT mit seiner Maschine mit mir und meinen Begleitern nach unseren Wünschen gestaltete. Ungenannten Bürgern von Hanksville, Utah, danke ich für ihre zweimalige tatkräftige Hilfe bei Schwierigkeiten mit steckengebliebenen Fahrzeugen.

Für die Durchführung der Tonmineralanalysen und die Beratung bei deren Auswertung danke ich Herrn Dr. RIEDEL vom Geologischen Institut der Ruhr-Universität Bochum.

Danken möchte ich für die zuverlässige und sachkundige Ausführung kartographischer Arbeiten den Herren A. RÜHLEMANN, Bochum, J. SCHULZ und R. WILLING, Berlin und Frau TOMASCHEWSKI, Bochum. Die Ausführung der Reproduktionen lag in den Händen von Herrn WAIBEL und Mitarbeitern, die Ausführung der Fotoarbeiten bei Herrn K. WOLFERMANN.

Das Manuskript wurde im Herbst 1983 abgeschlossen, jüngere Literatur wurde bis 1985 nachträglich aufgenommen. Die Arbeit wurde im Juni 1987 vom Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin als Habilitationsschrift angenommen. Den Herausgebern der Berliner Geographischen Abhandlungen danke ich für die Aufnahme der Schrift in diese Reihe. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte den Druck durch einen großzügigen Druckkostenzuschuß.

Ich widme diese Arbeit meiner Frau und meinen beiden Kindern.

Berlin, im Juli 1988

K.-H. SCHMIDT

# Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung . . . . .	9
1.1 Vorbemerkung . . . . .	9
1.2 Das Untersuchungsgebiet . . . . .	9
1.2.1 Geologischer Überblick. . . . .	10
1.2.2 Das Klima . . . . .	17
1.2.3 Die Vegetationsverhältnisse. . . . .	22
2. Problemstellung . . . . .	23
3. Die Schnittflächen und ihre Stellung in der Reliefentwicklung . . . . .	25
3.1 Vorkommen von Schnittflächen unter den Bedingungen der rezenten Morphodynamik. . . . .	25
3.2 Auflagerungsflächen von tertiären Decksedimenten . . . . .	31
3.2.1 Die Reliefentwicklung in den Chuska Mountains . . . . .	31
3.2.1.1 Lage und geologischer Aufbau . . . . .	31
3.2.1.2 Das Alter des Chuska Sandsteins. . . . .	34
3.2.1.3 Die Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins und ihre Eigenschaften. . . . .	36
3.2.1.4 Folgerungen für Paläomorphodynamik und Paläoklima. . . . .	40
3.2.2 Die Reliefentwicklung im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation . . . . .	42
3.2.2.1 Lage und geologischer Aufbau . . . . .	42
3.2.2.2 Das Alter der Bidahochi Formation. . . . .	43
3.2.2.3 Die Auflagerungsfläche der Bidahochi Formation und ihre Eigenschaften. . . . .	43
3.2.2.4 Folgerungen für Paläomorphodynamik und Paläoklima. . . . .	48
3.2.3 Einordnung der Ergebnisse in den Großraum . . . . .	49
3.3 Zusammenfassung . . . . .	52
4. Die Pedimente . . . . .	52
4.1 Einleitung . . . . .	52
4.1.1 Definitorisches . . . . .	52
4.1.2 Problemstellung . . . . .	53
4.2 Die Pedimente in den Abajo Mountains . . . . .	53
4.2.1 Lage und geologische Rahmenbedingungen. . . . .	53
4.2.2 Die Verbreitung der Pedimente . . . . .	54
4.2.3 Sedimentologische und bodenkundliche Aspekte. . . . .	56
4.2.4 Pedimententwicklung und Pedimentzerstörung . . . . .	60
4.2.5 Wertung der Ergebnisse. . . . .	63
4.3 Die Pedimente in den Henry Mountains . . . . .	63
4.3.1 Lage und geologische Rahmenbedingungen. . . . .	63
4.3.2 Verbreitung, Gliederung und Eigenschaften der Pedimente . . . . .	64
4.3.2.1 Verbreitung . . . . .	64
4.3.2.2 Gliederung. . . . .	68
4.3.2.3 Eigenschaften. . . . .	69
4.3.3 Pedimententwicklung und Pedimentzerstörung . . . . .	70
4.3.4 Wertung der Ergebnisse. . . . .	73
4.3.5 Postgenetische Hebung der Pedimente im Bereich der Monument Aufwölbung . . . . .	73
4.4 Zusammenfassung . . . . .	75
5. Die Strukturformen . . . . .	75
5.1 Einleitung . . . . .	75
5.1.1 Die Bedeutung der strukturbestimmten Formen . . . . .	75
5.1.2 Terminologische Fragen . . . . .	75
5.1.3 Abriß der Forschungsgeschichte . . . . .	78
5.1.4 Zielsetzung. . . . .	80

	Seite
5.2 Stufenbildner und zugehörige Sockelgesteine . . . . .	81
5.3 Morphogenese der Strukturformen . . . . .	81
5.3.1 Das Ausgangsrelief. . . . .	81
5.3.2 Prinzipien der Strukturformenentwicklung. . . . .	86
5.3.3 Das Verhalten der Erosionsbasis im Känozoikum – ein Überblick . . . . .	88
5.3.4 Stufenrückwanderung. . . . .	93
5.3.4.1 Mechanismen der Stufenrückwanderung. . . . .	93
5.3.4.2 Quantitative Erfassung der Stufenrückwanderung mit regionalen Beispielen	94
A Black Mesa . . . . .	99
B Mesa Verde . . . . .	99
C Pink Cliffs . . . . .	102
D Roan Cliffs. . . . .	106
5.3.4.3 Folgerungen für die Morphogenese . . . . .	107
5.3.5 Zusammenfassung . . . . .	112
5.4 Morphodynamik der Strukturformen . . . . .	113
5.4.1 Vorbemerkung . . . . .	113
5.4.2 Der Charakter der rezenten ariden Morphodynamik . . . . .	114
5.4.3 Variable im morphodynamischen System der Strukturformen . . . . .	118
5.4.3.1 Die unabhängigen Steuerungsfaktoren . . . . .	118
5.4.3.2 Die abhängigen Systemvariablen. . . . .	119
5.4.4 Systematik der Formungsdifferenzierung der Strukturformen . . . . .	120
5.4.4.1 Grundlagen . . . . .	120
5.4.4.2 Grundriß . . . . .	121
5.4.4.3 Neigung des Oberhangs. . . . .	131
5.4.4.4 Länge des Oberhangs . . . . .	133
5.4.4.5 Neigung des Sockelhangs. . . . .	133
5.4.4.6 Länge des Sockelhangs . . . . .	137
5.4.4.7 Neigung der Stufenfläche . . . . .	137
5.4.4.8 Länge der Stufenfläche. . . . .	141
5.4.4.9 Zerschneidung des Oberhangs . . . . .	145
5.4.4.10 Zerschneidung des Sockelhangs . . . . .	146
5.4.4.11 Schuttbedeckung des Sockelhangs . . . . .	150
5.4.4.12 Zerschneidung der Stufenfläche . . . . .	156
5.4.5 Zusammenfassung . . . . .	160
6. Wertung und allgemeine Zusammenfassung. . . . .	164
7. Literaturverzeichnis . . . . .	168
8. Anhang: Stufenbildner und zugehörige Sockelgesteine . . . . .	174
Summary and Conclusion . . . . .	180

## Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen, Photos und Karten

	Seite
Abb. 1:	Lageskizze des Colorado Plateaus . . . . . 10
Abb. 2:	Die naturräumliche Gliederung des Colorado Plateaus . . . . . 11
Abb. 3:	Übersichtskarte des Arbeitsgebietes. . . . . 12
Abb. 4:	Die strukturellen Verhältnisse auf dem Colorado Plateau. . . . . 16
Abb. 5:	Lage der datierten Magmatite. . . . . 17
Abb. 6:	Karte der durchschnittlichen Jahresniederschläge auf dem Colorado Plateau . . . . . 19
Abb. 7:	Klimadiagramme . . . . . 21
Abb. 8:	Tageszeitliche Verteilung der Niederschläge im Juli und August . . . . . 22
Abb. 9:	Profile mit den Vorkommen von Schnittflächen . . . . . 27
Abb. 10:	Lageskizze des Chuska Sandsteins und der Bidahochi Formation . . . . . 32
Abb. 11:	Halbschematisches Profil der Chuska Mountains . . . . . 37
Abb. 12:	Schematisches Profil des Verbreitungsgebietes der Bidahochi Formation . . . . . 42
Abb. 13:	Profil der Probennahmestelle am Echo Spring Mountain . . . . . 47
Abb. 14:	Schematische Klimaverlaufskurven für das Tertiär in Nordwestamerika . . . . . 50
Abb. 15:	Topographische Karte der Abajo Mountains mit Verbreitung der Pedimente . . . . . 55
Abb. 16:	Blockdiagramm der Ost- und Südostflanke der Abajo Mountains. . . . . 57
Abb. 17:	Schematische Skizze der Profilabfolge in den Aufschlüssen Recapture Creek und White Mesa, Abajo Mountains. . . . . 60
Abb. 18:	Längsprofile des Spring Creek und Long Canyon, Abajo Mountains. . . . . 62
Abb. 19:	Topographische Karte des Untersuchungsgebietes in den Henry Mountains. . . . . 65
Abb. 20:	Geologischer Untergrund und Verbreitung der Pedimente . . . . . 66
Abb. 21:	Die strukturellen Verhältnisse an der Nordostflanke der Henry Mountains . . . . . 67
Abb. 22:	Ermittlung der postgenetischen Hebung der Pedimente, Beispiel Cedar Point . . . . . 74
Abb. 23:	Schematisches Profil der Schichtstufenlandschaft in Trockengebieten . . . . . 76
Abb. 24:	Relieftieferschaltung durch Stufenrückwanderung . . . . . 87
Abb. 25:	Oberflächenanteile der Gesteinsserien . . . . . 88
Abb. 26:	Die Entwicklung des Coloradoentwässerungssystems nach McKEE et al. (1967) . . . . . 90
Abb. 27:	Die Entwicklung des Coloradoentwässerungssystems nach HUNT (1969) . . . . . 91
Abb. 28:	Synthese von neueren Vorstellungen zur Entwicklung des Coloradoentwässerungssystems. . . 92
Abb. 29:	Mechanismen der Stufenrückverlegung am Beispiel der Red House Cliffs, Utah . . . . . 95
Abb. 30:	Berechnungsschema zur Ermittlung der Stufenrückwanderung . . . . . 99
Abb. 31:	Stufenrückwanderung an der Black Mesa, Arizona . . . . . 101
Abb. 32:	Stufenrückwanderung an der Mesa Verde, Colorado . . . . . 102
Abb. 33:	Stufenrückwanderung an den Pink Cliffs, Utah . . . . . 105
Abb. 34:	Stufenrückwanderung an den Roan Cliffs, Utah. . . . . 106
Abb. 35:	Morphogenetisches Modell der Verlegung der Stufenrandlagen im Känozoikum. . . . . 108
Abb. 36:	Die Beeinflussung der Rückwanderungsrate durch Mächtigkeit und Resistenz der Stufenbildner . . . . . 111
Abb. 37:	Die abhängigen morphometrischen Variablen im Aufriß der Strukturformen. . . . . 120
Abb. 38:	Die Abhängigkeit des Buchtungsindex von der Mächtigkeit des Stufenbildners . . . . . 124
Abb. 39:	Der Buchtungsindex in Abhängigkeit von Resistenz und Mächtigkeit des Stufenbildners . . . . 126
Abb. 40:	Die Abhängigkeit des Buchtungsindex von der Neigung. . . . . 127
Abb. 41:	Ausstrichbreite in Abhängigkeit von der Schichtneigung . . . . . 128
Abb. 42:	Schichtneigung und Wirkung der Linearerosion am Stufenhang . . . . . 129
Abb. 43:	Sockelhangtypen. . . . . 134
Abb. 44:	Frontstufe und Achterstufe am Indian Creek im Canyonlands National Park (schematisch) . . 137
Abb. 45:	Oberflächenrelief und strukturelles Relief im Bereich der Dolores Antiklinale und der Defiance Aufwölbung . . . . . 139
Abb. 46:	Die Länge der Stufenfläche in Abhängigkeit von Resistenz und Mächtigkeit des Stufenbildners 143
Abb. 47:	Schuttbedeckung auf verschiedenen Sockelhangtypen . . . . . 153
Abb. 48:	Schichtneigung und Niederschlagsmenge . . . . . 158
Abb. 49:	Genese von Tropfentälern und Rampenstufen an Schichtkämmen. . . . . 159
Abb. 50:	Die Durchschneidung des Stufenbildners an Schichtstufen und Schichtkämmen . . . . . 160



	Seite
Tab. 1: Stratigraphische Übersicht. . . . .	13
Tab. 2: Alter der Lakkolithe auf dem Colorado Plateau. . . . .	17
Tab. 3: Alter der magmatischen Gesteine auf dem Colorado Plateau . . . . .	18
Tab. 4: Gliederung der zyklischen Reliefentwicklung im Navajo Stufenland nach COOLEY et al. (1969)	24
Tab. 5: Systematik der Oberflächen in den Chuska Mountains und im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation. . . . .	38
Tab. 6: Ergebnisse der röntgenographischen Analyse von Proben aus den Chuska Mountains . . . . .	39
Tab. 7: Ergebnisse der röntgenographischen Analyse von Proben im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation . . . . .	46
Tab. 8: Struktureller Anstieg und postgenetische Hebung der Pedimente im Bereich der Monument Aufwölbung . . . . .	74
Tab. 9: Übersicht über die Stufenbildner und zugehörige Sockelgesteine. . . . .	82
Tab. 10: Rückwanderungsbeträge und Rückwanderungsraten von Schichtstufen auf dem Colorado Plateau . . . . .	100
Tab. 11: Rückwanderungsraten von Schichtstufen, Mächtigkeit und Resistenz der Stufenbildner sowie zugehörige Rangziffern. . . . .	110
Tab. 12: Abtragungsleistungen und Denudationsraten von Einzugsgebieten auf dem Colorado Plateau .	117
Tab. 13: Mittelwerte der Buchtungsindizes einiger Stufenbildner . . . . .	121
Tab. 14: Die Beziehungen zwischen dem Buchtungsindex und den Steuerungsfaktoren Mächtigkeit, Mächtigkeitsrelation und Neigung. . . . .	122
Tab. 15: Der Buchtungsindex und die Resistenz und Mächtigkeit der Stufenbildner mit zugehörigen Rangziffern . . . . .	125
Tab. 16: Mittelwerte der Buchtungsindizes für Front- und Achterstufen. . . . .	130
Tab. 17: Resistenz und Mächtigkeit der Stufenbildner, Längen der Stufenflächen und zugehörige Rangziffern. . . . .	142
Tab. 18: Rangziffern für das Produkt aus Mächtigkeit und Resistenz und für die Länge der Stufenfläche (bereinigte Daten) . . . . .	144
Tab. 19: Rückwanderungsrate und Länge der Stufenfläche (Rangziffern) . . . . .	144
Tab. 20: Beziehung zwischen der Schichtneigung und der Länge der Stufenfläche . . . . .	144
Photo 1: Hall Creek Valley an der Ostseite der Waterpocket Fold . . . . .	28
Photo 2: Kaibito Plateau, Rampenstufe in der Carmel Formation . . . . .	29
Photo 3: Gänge aus resistenten Vulkaniten am Shiprock . . . . .	30
Photo 4: Kontakt zwischen der unteren Bidahochi Formation und der Lukachukai Fazies des Wingate Sandsteins (Hopi Buttes Oberfläche) . . . . .	44
Photo 5: Echo Spring Mountain mit Hopi Buttes Oberfläche . . . . .	47
Photo 6: Kontakt zwischen der unteren Bidahochi Formation und der Moenave Formation . . . . .	48
Photo 7: Die Ostflanke der Abajo Mountains. . . . .	54
Photo 8: Abtragungsoberfläche eines Pediments mit auflagernden Pedimentschottern . . . . .	69
Photo 9: Schichtkamm im Cliff House Sandstein . . . . .	77
Photo 10: Schichtkamm im Navajo Sandstein . . . . .	78
Photo 11: Schichtstufe im White Rim Sandstein . . . . .	123
Photo 12: Schichtkamm im Dakota Sandstein. . . . .	132
Photo 13: Cane Creek Antiklinale. . . . .	140
Photo 14: Pseudokarst in bentonitischen Tongesteinen . . . . .	147
Photo 15: Pseudokarst in bentonitischen Tongesteinen . . . . .	147
Photo 16: Sturzdenudation in einem geringmächtigen Stufenbildner . . . . .	155
Photo 17: Komplexer Stufenhang mit Leitbahnen für den Schutttransport . . . . .	156
Karte 1: Geologische Karte des Colorado Plateaus . . . . .	15
Karte 2: Geologische Karte der Chuska Mountains. . . . .	33

# 1. Einleitung

## 1.1 Vorbemerkung

Dem Geomorphologen, der aus der mitteleuropäischen Schule kommend mit den Vorstellungen der Klimageomorphologie und der klimagenetischen Geomorphologie verwoben ist, bietet ein im wesentlichen von der Struktur bestimmter Formenschatz, wie er auf dem Colorado Plateau zu finden ist, die willkommene, aber auch herausfordernde Möglichkeit eines alternativen Forschungsfeldes. In den Vereinigten Staaten hat sich im Gegensatz zu Mitteleuropa überdies das Konzept der Reliefzyklen über längere Zeit behauptet und findet sich in seinen Grundzügen bis heute in der geomorphologischen Literatur vertreten.

Die Meinung, daß sich in der Reliefentwicklung des Colorado Plateaus zwei Zyklen widerspiegeln, die "Great Denudation" (DUTTON 1882) und ein nachfolgender Zerschneidungszyklus, wird in der jüngeren Literatur (z.B. COOLEY et al. 1969), allerdings in differenzierterer Form, weitgehend aufrecht erhalten. Versuche einer klimagenetischen Betrachtung der Reliefentwicklung hat es bisher nicht gegeben.

Beide grundsätzlichen geomorphologischen Forschungsansätze, Zyklentheorie und Klimageomorphologie, können die Reliefentwicklung und die Variationen im Formenschatz des Colorado Plateaus nicht hinreichend erklären. Die Zyklentheorie trifft auf erhebliche Schwierigkeiten, weil es in einer Schichtstufenlandschaft eine differenzierte Abfolge von Flachrelief- und Steilreliefelementen gibt, dazu noch in sehr unterschiedlicher Höhenlage. Ein einseitig klimageomorphologisch orientierter Ansatz trifft auf Schwierigkeiten, da sich auf dem Colorado Plateau eine außerordentliche Formenvielfalt im Schichtstufenrelief unter räumlich nahezu konstanten Klimabedingungen entwickelt hat.

Es müssen andere, integrierende Wege der geomorphologischen Analyse besprochen werden. Aspekte einer klimagenetisch orientierten Forschung, besonders in Fragen der vorzeitlichen Reliefentwicklung, und Aspekte einer mehr den Einfluß der Struktur betonenden Forschungsrichtung müssen in gleicher Weise Berücksichtigung finden. Eine Abwägung der Argumente zugunsten einer eher klimatisch oder eher strukturell gesteuerten Formenentwicklung und Formenvariation wird für das Colorado Plateau zu Folgerungen führen, die eine Rekonstruktion der Morphogenese und eine Erklärung der Morphodynamik erlauben.

Nach der Betrachtung der morphogenetischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes erfolgt eine Analyse des rezenten Formenschatzes als momentanem Zustand der Reliefentwicklung. Bei der Erklärung der Morphogenese und

des rezenten Formenschatzes, insbesondere des Schichtstufenreliefs, werden im Zuge einer systemorientierten Forschung auch quantitative Methoden in die Untersuchung einbezogen.

## 1.2 Das Untersuchungsgebiet

Das Colorado Plateau liegt mit einer Fläche von etwa 337 000 km<sup>2</sup> mit unterschiedlich großen Flächenanteilen in den US-Bundesstaaten Utah, Colorado, Arizona und New Mexico. Es erstreckt sich zwischen dem 34. und 40. Breitengrad und dem 106. und 114. Längengrad (Abb. 1).

Das Colorado Plateau gehört zu den ausgedehnten *intra-montanen Gebieten*, die im Westen der Vereinigten Staaten zwischen der Sierra Nevada bzw. den Kaskaden und den Rocky Mountains liegen. Es grenzt im Norden an die Uinta Mountains, im Osten an die südlichen Rocky Mountains, im Süden und Westen an die Basin-und-Range-Provinz. Das Colorado Plateau läßt sich naturräumlich in sechs Großeinheiten gliedern, das *Uinta Becken* im Norden, die *Hohen Plateaus* im Westen im Übergang zur Basin-und-Range-Provinz, die *Canyonlands* auf dem zentralen Colorado Plateau, die *Grand Canyon Plateaus*, das *Navajo Stufenland* und die *Datil Vulkanzone* im Süden (Abb. 2). Die naturräumliche Gliederung folgt der Einteilung von HUNT (1974), der weitgehend die schon von FENNEMAN (1931) vorgenommene Systematisierung übernimmt. Im allgemeinen läßt sich das Colorado Plateau gut gegen seine Nachbarprovinzen abgrenzen, lediglich an manchen Stellen in der Nachbarschaft zur Basin-und-Range-Provinz verläuft der Übergang fließend.

Das engere Untersuchungsgebiet stellen die Canyonlands, das Navajo Stufenland, der östliche Teil der Hohen Plateaus und der südliche Teil des Uinta Beckens dar (Abb. 3). Jedoch werden Bezüge zu den übrigen Teilgebieten des Colorado Plateaus und zu dessen Nachbarprovinzen hergestellt, wo sich die inhaltlichen Notwendigkeiten ergeben.

Die Höhenlagen des Colorado Plateaus schwanken im allgemeinen zwischen Werten von 1400 und 2500 m NN. Einige isolierte vulkanische Erhebungen erreichen Höhen von über 3500 m NN (Abb. 3). Entwässert wird das Gebiet durch den Colorado River und seine Nebenflüsse. Nur relativ geringflächige Areale an den Rändern des Plateaus gehören zu anderen Einzugsgebieten, so zieht der Sevier River in das Binnenentwässerungsgebiet des Großen Beckens (Abb. 2). Kleinere Gebiete auf dem zentralen Colorado Plateau, besonders im Navajo Stufenland, sind durch endorhäische Entwässerung gekennzeichnet.



Abb. 1: Lageskizze des Colorado Plateaus.

### 1.2.1 Geologischer Überblick

Das Colorado Plateau bildet eine stabile Plattform zwischen den von der Laramischen Gebirgsbildung betroffenen Rocky Mountains und der durch vor allem miozäne Bruchtektonik stark deformierten Basin-and-Range-Pro-

vinz. Vor der Ausbildung der oberkretazischen Geosynklinalen mit ihrer Achse im Bereich der heutigen südlichen Rocky Mountains gehörte das Colorado Plateau zu einem strukturell stabilen Gebiet, das sich von den Appalachen westwärts bis zur heutigen Westgrenze des Colorado Plateaus erstreckte.



Abb. 2: Die naturräumliche Gliederung des Colorado Plateaus.

Westlich dieses Kratons lag eine Synklinale mit sehr intensiver Sedimentation. Während des mittleren Mesozoikums wurde dieser Raum in der Sevier Orogenese gefaltet und herausgehoben und bildete fortan das Liefergebiet für die Sedimente, die im Osten in der sich entwickelnden kretazischen Geosynklinale abgelagert wurden. Während des gesamten bisher betrachteten Zeitraums war das Colorado Plateau Sedimentationsraum für eine Serie von marinen und terrestrischen Sedimenten; besonders mächtige marine Sedimente stammen aus der Oberen Kreide, als das Colorado Plateau in den Geosynklinalraum einbezogen wurde. In der jüngsten Kreide zog sich das Meer nach Osten zurück, und die *Laramische Phase* setzte ein. Im Gegensatz zu den unmittelbar angrenzenden Rocky Mountains wurde das Colorado Plateau von den Verformungsprozessen nur wenig betroffen. Die Schichten wurden meist nur leicht

verbogen, es kam zur Ausbildung von Aufwölbungs- und Beckenzonen. Einzelne Becken wurden im ältesten Tertiär mit mächtigen limnischen Sedimenten gefüllt. *Seit dieser Zeit* ist das Colorado Plateau von einzelnen isolierten Aufschüttungsarealen abgesehen *Abtragungsgebiet*.

Mit der Ablagerung mächtiger, unterschiedlich resistenter Sedimentgesteinsserien und deren anschließender leichter Verbiegung waren die notwendigen Voraussetzungen für die Entstehung einer Schichtstufenlandschaft geschaffen. Präkambrische bis tertiäre Gesteine treten heute auf dem Colorado Plateau an der Oberfläche auf (Karte 1). Tabelle 1 gibt eine Übersicht der Stratigraphie der paläozoischen, mesozoischen und tertiären Gesteine für verschiedene Lokalitäten im Untersuchungsgebiet. Die Lokalitäten sind in Karte 1 festgehalten. Manche Schichten lassen sich im ge-

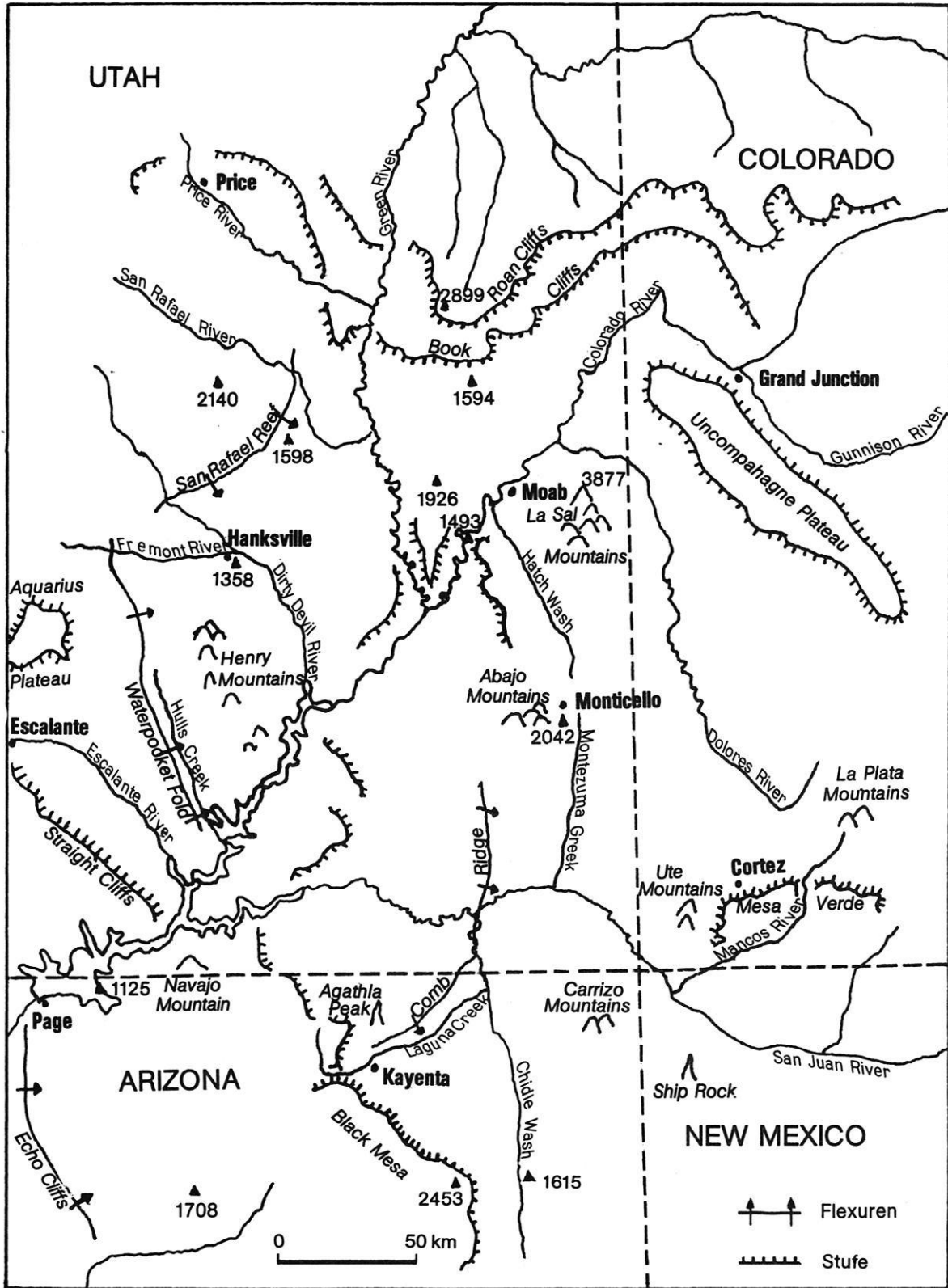


Abb. 3: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes.

Tab. 1: Stratigraphische Übersicht (alle Zahlenangaben zur Schichtmächtigkeit in m).

verwendete Abkürzungen (Tab. 1.1-1.7):  
 S.R. = San Rafael Gruppe  
 PIP = Perm, Pennsylvanian  
 IP, M = Pennsylvanian, Mississippian  
 D = Devon

1. südliches Uinta Becken, Roan Cliffs

Tertiär	Green River Formation	um 600	
	Wasatch Formation	um 300	
Kreide	Mesav Gruppe	Tuscher Formation	80
		Farrer Formation	140
		Neslen Formation	100
		Sego Sandstein	50
		Castlegate Sandstein	30
Jura	S.R.	Mancos Shale	950
		Oberer Mancos Shale	15
		Ferron Sandstein	100
		Tununk Shale	100
		Dakota Sandstein	30
		Cedar Mountain Formation	30
		Morrison Formation	
		Brushy Basin Fazies	60-90
		Salt Wash Sandstein	bis 90
		Summerville Formation	um 10
Trias		Entrada Sandstein	30-120
		Navajo Sandstein	bis 30

Angaben nach CASIHON (1979) und HINTZE (1973)

2. Westliche Canyonlands, Capitol Reef, Henry Mountains

Tertiär	Flagstaff Kalk	um 150	
	Mesaverde Gruppe	120	
Kreide		Mancos Shale	180-240
		Masuk Fazies	75
		Emery Sandstein	425
		Blue Gate Shale	75
		Ferron Sandstein	160-200
		Tununk Shale	0-15
		Dakota Sandstein (inkl. Cedar Mtn. Formation)	0-15
		Morrison Formation	
		Brushy Basin Fazies	50-120
		Salt Wash Sandstein	10-120
Jura	San Rafael Gruppe	Summerville Formation	um 60
		Curtis Formation	0-50
		Entrada Sandstein	100-230
		Carmel Formation	90-300
		Navajo Sandstein	150-330
Trias	Glen Canyon Gruppe	Kayenta Formation	um 100
		Wingate Sandstein	95-110
		Chinle Formation	
		Owl Rock Fazies	35-45
		Petrified Forest Fazies	40-65
Monitor Butte Fazies	45-65		
Shinarump Konglomerat	0-25		
Perm		Moenkopi Formation (inkl. Sinbad Kalkstein)	190-300
		Kaibab Kalkstein	75-100

Angaben nach HUNT (1953), SMITH et al. (1963), WILLIAMS & HACKMAN (1971), STEWART et al. (1972) und HINTZE (1973)

3. Südostutah, Comb Ridge, Abajo Mountains, Elk Ridge

Kreide		Mancos Shale	0-150
		Dakota Sandstein	25-45
Jura	San Rafael Gruppe	Burro Canyon Formation	15-55
		Morrison Formation	
		Brushy Basin Fazies	60-135
		Westwater Canyon Fazies	0-55
		Recapture Fazies	0-85
		Salt Wash Sandstein	15-165
		Bluff Sandstein	0-90
		Summerville Formation	30-60
		Entrada Sandstein (inkl. Dewey Bridge Fazies)	35-65
		Carmel Formation	0-35
Trias	Glen Canyon Gruppe	Navajo Sandstein	90-250
		Kayenta Formation	15-75
		Wingate Sandstein	75-105
		Chinle Formation	
		Church Rock Fazies	20-50
Owl Rock Fazies	115-140		
Petrified Forest Fazies	0-30		
Moss Back Sandstein	0-45		
Monitor Butte Fazies	0-40		
Shinarump Konglomerat	0-10		
Perm		Moenkopi Formation oberer Teil	20-105
		Hoskinnini Fazies	0-35
PP		Cutler Formation	
		White Rim Sandstein	0-10
		Organ Rock Fazies	40-250
		Cedar Mesa Sandstein	150-365
		Halgaito Fazies	0-120
Rico Formation	90-150		

Angaben nach WTKIND (1964), HUFF & LESURE (1965), LEWIS & CAMPBELL (1965), O'SULLIVAN (1965), HINTZE (1973) und STEWART et al. (1972)

5. Grand Canyon, Kaibab Plateau

Trias		Moenkopi Formation	0-90
		Kaibab Kalkstein	120
Perm		Toroweap Formation	85
		Coconino Sandstein	120
		Hermit Shale	90
		Supai Gruppe	300
		Redwall Kalkstein	170
		Temple Butte Formation	0-30
		Muav Kalkstein	120
		Bright Angel Shale	110
		Tapeats Sandstein	0-60
		Kambrium	

Angaben nach HINTZE (1973) und BREED & ROAT (1976)

7. Nordwest-New Mexico, San Juan Becken

Tertiär		San Jose Formation	60-550
		Nacimiento Formation	150-530
		Ojo Alamo Sandstein	15-60
		Kirtland Shale	210
		Fruitland Formation	210
		Pictured Cliffs Sandstein	30-120
		Lewis Shale	0-170
		Cliff House Sandstein	60-250
		Menefee Formation	330-670
		Point Lookout Sandstein	0-90
Kreide	Mesaverde Gruppe	Crevasse Canyon Formation	210-275
		Gallup Sandstein	0-90

Angaben nach BALTZ (1967), COOLEY et al. (1969) und O'SULLIVAN et al. (1972).

4. Südwestcolorado, Mesa Verde, Salzantiklinalen

Kreide	Mesaverde Gruppe	Cliff House Sandstein	um 120
		Menefee Formation	150-250
		Point Lookout Sandstein	90-140
		Mancos Shale	um 600
		Dakota Sandstein	25-65
		Burro Canyon Formation	15-90
		Morrison Formation	
		Brushy Basin Fazies	45-200
		Westwater Canyon Fazies	0-60
		Recapture Fazies	0-60
Salt Wash Sandstein	0-120		
Jura	San Rafael Gruppe	Junction Creek Sandstein (Bluff Sandstein)	0-90
		Summerville Formation	30-50
		Entrada Sandstein (inkl. Dewey Bridge Fazies)	um 40
		Navajo Sandstein	0-120
		Kayenta Formation	15-60
Trias	Glen Canyon Gruppe	Wingate Sandstein	15-120
		Chinle Formation	
		Church Rock Fazies	um 130
		Petrified Forest Fazies	um 20
		Moss Back Sandstein	um 15
Perm		Moenkopi Formation	0-150
		Cutler Formation	bis 2500
Rico Formation			

Angaben nach IRWIN (1966), SHAWI et al. (1968) und CATER (1970)

6. Nordostarizona, Black Mesa, Monument Valley

Kreide	Mesaverde Gruppe	Yale Point Sandstein	60-115
		Wepo Formation	60-220
		Toreva Formation	70-100
		Mancos Shale	150-250
		Dakota Sandstein	15-60
		Morrison Formation	
		Westwater Canyon Fazies	0-60
		Recapture Fazies	0-120
		Salt Wash Sandstein	0-60
		Jura	San Rafael Gruppe
Summerville Formation	um 20		
Entrada Sandstein	30-55		
Carmel Formation	um 35		
Navajo Sandstein	0-225		
Trias	Glen Canyon Gruppe	Kayenta Formation	20-60
		Wingate Sandstein	
		Lukachukai Fazies <sup>1</sup>	60-110
		Rock Point Fazies <sup>1</sup>	50-130
		Chinle Formation	
Church Rock Fazies <sup>1</sup>	25-75		
Owl Rock Fazies	45-90		
Petrified Forest Fazies	150-200		
Monitor Butte Fazies	0-60		
Shinarump Konglomerat	0-45		
Perm		Moenkopi Formation oberer Teil	10-75
		Hoskinnini Fazies	0-20
Perm	Mesaverde Gruppe	Cutler Formation	
		De Chelly Sandstein	100-170
		Organ Rock Fazies	200-215
		Cedar Mesa Sandstein	100
		Halgaito Fazies	120

Angaben nach BEAUMONT & DIXON (1965), WTKIND & THADEN (1963), O'SULLIVAN (1978) und O'SULLIVAN et al. (1972).

<sup>1</sup> Die Bezeichnung Rock Point Fazies der Wingate Formation wird für das Gebiet südlich des Laguna Creek (dieser verläuft nördlich von Kayenta parallel zur Comb Ridge) verwendet, nördlich des Laguna Creek heißt die gleiche Einheit Church Rock Fazies der Chinle Formation (STEWART et al. 1972).

samten Untersuchungsgebiet verfolgen, andere Formationen<sup>1</sup> weisen starke laterale Mächtigkeitsschwankungen und Faziesveränderungen auf. Eine nähere Beschreibung der Gesteine hinsichtlich ihrer lithologischen Eigenschaften findet sich im Anhang. Tabelle 9 gibt eine Übersicht.

Abbildung 4 zeigt eine Karte der Isobasen (Streichkurven, structure contours) auf dem Colorado Plateau. Aus der Karte läßt sich ablesen, daß das Plateau mit Ausnahme der Übergangszonen zur Basin-und-Range-Provinz und dem Gebiet der Salztektone in Südostutah und Südwestcolorado weitgehend frei von Bruchtektonik geblieben ist. In den sanften Verbiegungen der Becken- und Aufwölbungsstrukturen ist jedoch insgesamt ein strukturelles Relief mit Höhenunterschieden von mehreren Tausend Metern geschaffen worden.

Die Antiklinalstrukturen weisen meist hohe Neigungen an ihren Ostflanken und flache an ihren Westflanken auf. Die im Rahmen dieser Untersuchung wichtigsten strukturellen Einheiten sind die Defiance Aufwölbung, die Monument Aufwölbung, die Circle Cliffs und die San Rafael Aufwölbung mit den zugehörigen Beckenzonen von San Juan, Black Mesa und Henry Mountains Becken. Ein Vergleich von Karte 1 und Abbildung 4 macht deutlich, daß in den Aufwölbungsbereichen die mesozoischen und tertiären Sedimente meist abgetragen sind, und paläozoische und ältere Schichten an der Oberfläche anstehen.

<sup>1</sup> Der Begriff "Formation" wird hier und im folgenden in Anlehnung an die amerikanische Terminologie benutzt, er kennzeichnet Abteilungen oder Unterabteilungen wie z.B. die Chinle Formation oder die Kayenta Formation. Er benennt nicht wie im deutschen Sprachgebrauch üblich ein System wie Perm oder Kreide.

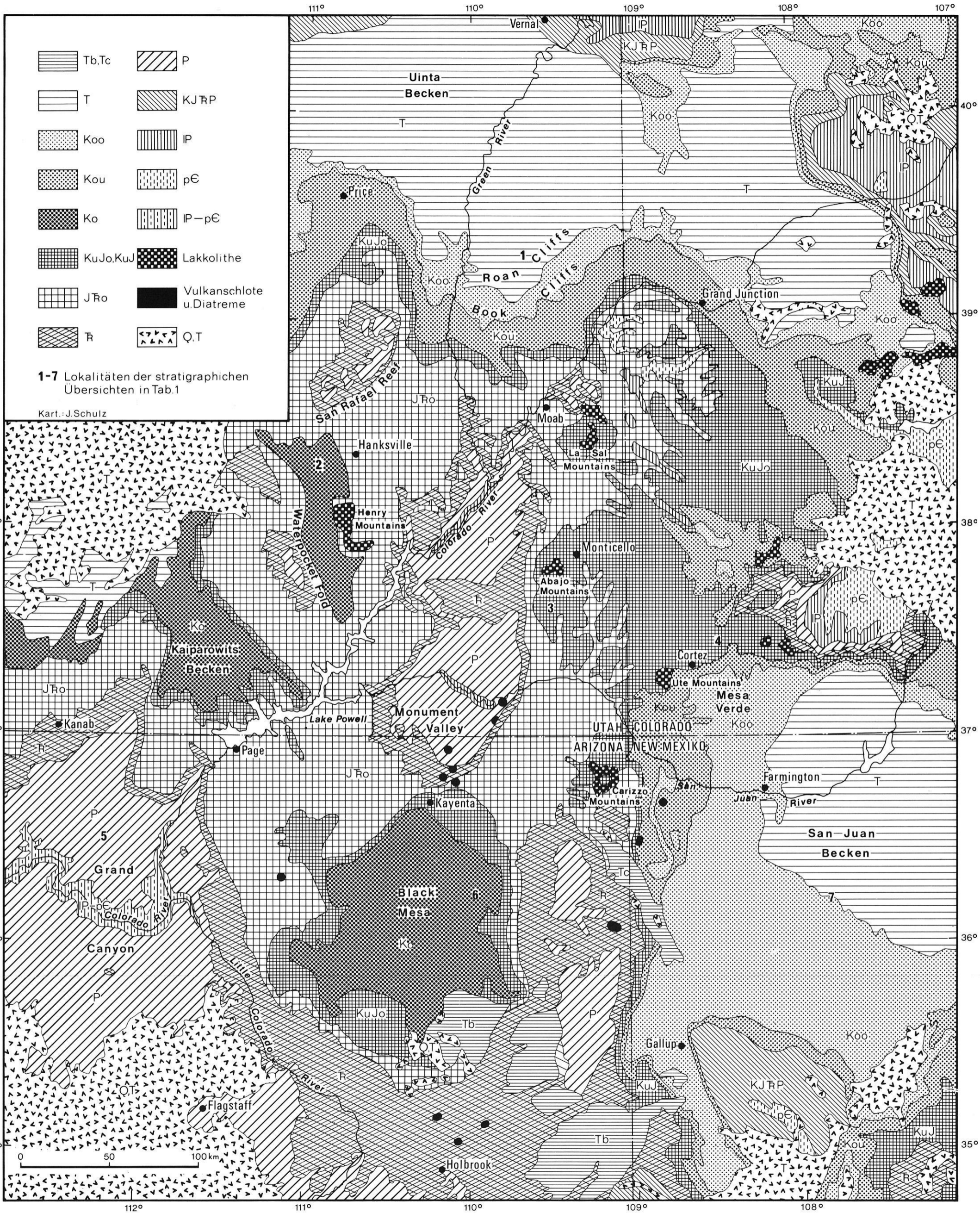
Während des gesamten Tertiärs und Quartärs hat es auf dem Colorado Plateau *Vulkanismuserscheinungen* gegeben. Zeuge jüngster vulkanischer Aktivität ist der Sunset Crater nordöstlich von Flagstaff aus dem 11. Jahrhundert. Die Magmatite sind z.T. datiert und können als hervorragende Datierungshilfen bei der Einordnung von Oberflächenformen und morphogenetischen Abläufen dienen. Die Lage der datierten Magmatite geht aus Abbildung 5 hervor. Weil die Vulkanismuserscheinungen in ihrer Datierungsfunktion in der vorliegenden Untersuchung eine wesentliche Rolle spielen, sollen sie schon einleitend ausführlicher betrachtet werden.

Es treten sowohl vulkanische wie subvulkanische Erscheinungen auf, letztere vor allem in der Form von Lakkolithen. Diese liegen meist auf dem zentralen Colorado Plateau, während sich die mächtigen Ergußgesteine an dessen Rändern konzentrieren (vgl. Karte 1). Die Lakkolithe des Colorado Plateaus wurden von ARMSTRONG (1969) datiert. Auf diesen Ergebnissen beruhen auch die Angaben in Tab. 2. Die lakkolithischen Intrusionen scheinen auf zwei Phasen verteilt zu sein, eine oberkretazisch-alttertiäre im Navajo Stufenland, und eine eozän-oligozäne in den Canyonlands.

Zeugen von Eruptivvulkanismus liegen als Ergußgesteine vor oder, wo diese bereits abgetragen sind, als Vulkanischlotfüllungen vielfach mit zugehörigen Gängen wie z.B. im Monument Valley. Durchschlagsröhren (Diatreme) sind häufig. Eine Aufstellung von datierten Magmatiten des zentralen Colorado Plateaus gibt Tabelle 3 (vgl. dazu Abb. 5). Die Angaben fußen auf den Untersuchungen von NAESE (1971). Zusätzliche Informationen stammen von ARMSTRONG (1969), EVERNDEN et al. (1964), POHLMANN (1967), PYE (1967) und ZIONY (1966). Die zur Verfügung stehenden Daten erlauben eine Gliederung des

#### Erläuterungen zur Legende von Karte 1:

Tb, Tc	Bidahochi Formation (Spätmiozän, Pliozän) und Chuska Sandstein (Eozän)
T	übrige tertiäre Sedimente
Koo	obere Oberkreide (Mesaverde Gruppe und jüngere Oberkreide des San Juan Beckens)
Kou	untere Oberkreide (im wesentlichen Mancos Shale und Äquivalente)
Ko	Oberkreide, undifferenziert
KuJo, KuJ	Untere Kreide (Dakota Sandstein und Burro Canyon Formation), Oberer und Mittlerer Jura (Morrison Formation, San Rafael Gruppe); wo die Glen Canyon Gruppe nicht entwickelt ist, den gesamten Jura umfassend
J $\bar{r}$ o	Unterer Jura, Obere Trias (Glen Canyon Gruppe)
$\bar{r}$	übrige Trias (im wesentlichen Chinle und Moenkopi Formation)
P	Perm
KJ $\bar{r}$ P	Mesozoikum und Perm, in Aufwölbungszonen z.T. undifferenziert
IP	Pennsylvanian
p $\bar{e}$	Kambrium, Präkambrium
IP-p $\bar{e}$	Pennsylvanian bis Präkambrium, undifferenziert
Lakkolithe	lakkolithische Intrusionen, Obere Kreide bis Oligozän
Vulkanschote, Diatreme	oligozäner und pliozäner Vulkanismus
Q, T	Quartäre und tertiäre Vulkanite



Karte 1: Geologische Karte des Colorado Plateaus.



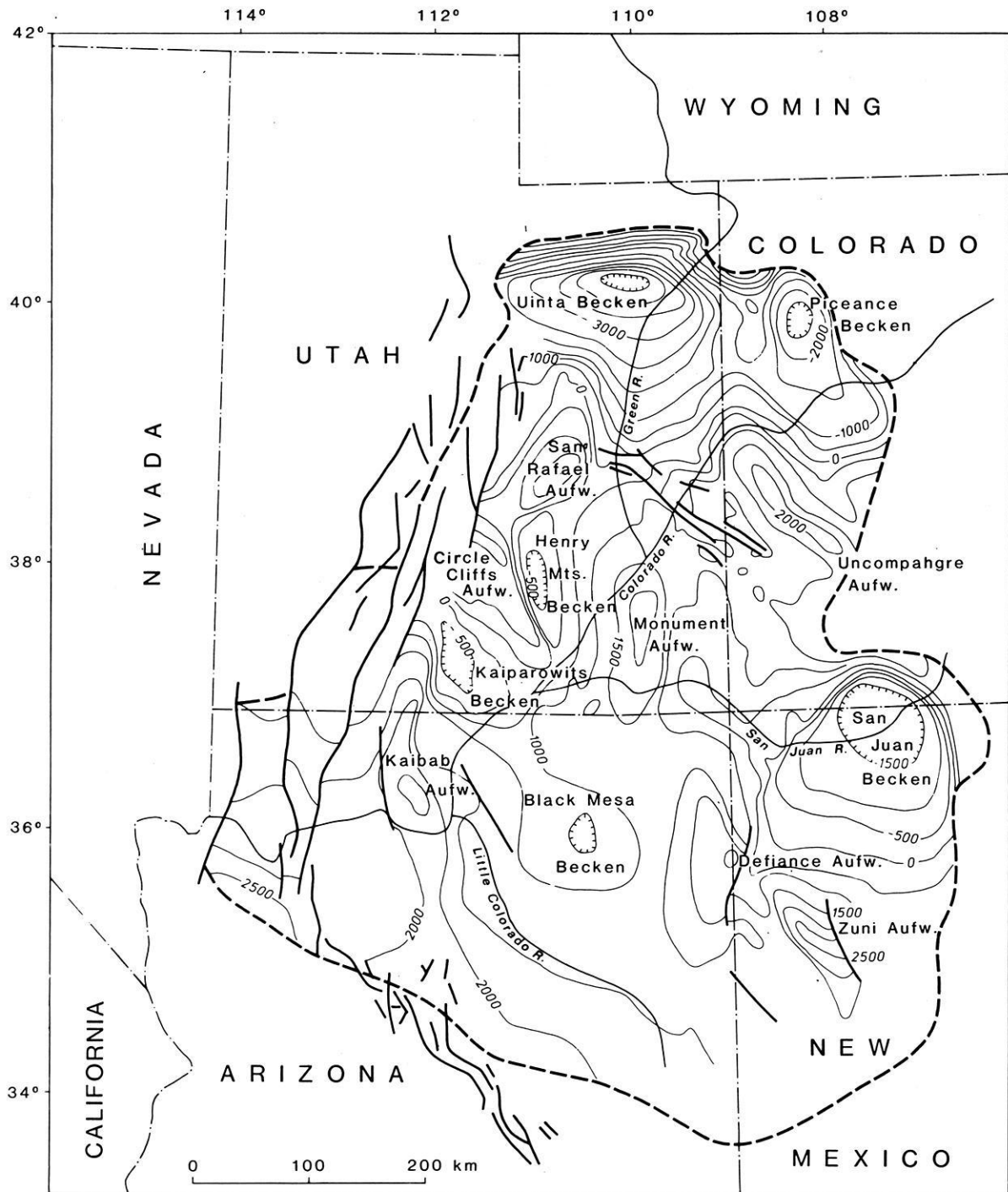
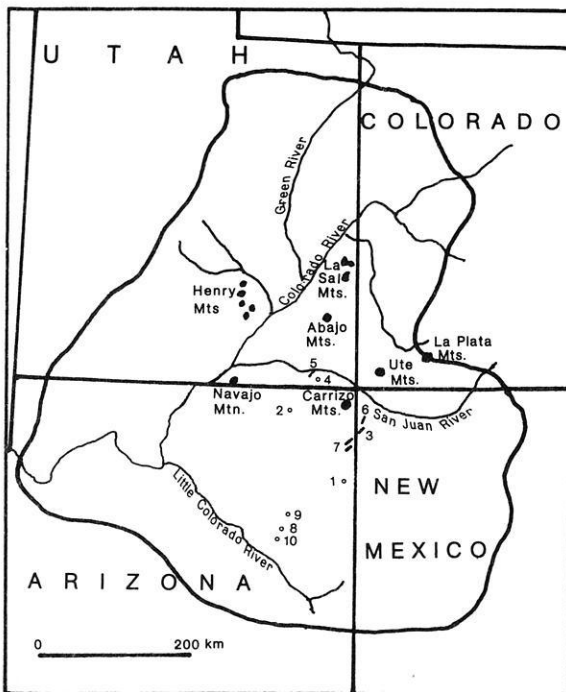


Abb. 4: Die strukturellen Verhältnisse auf dem Colorado Plateau.

Die Abbildung wurde nach der Vorlage von HUNT (1969: Fig. 62) umgezeichnet, in metrischer Skalierung der Isobasen (Streichkurven) und unter Verwendung zusätzlicher Informationen. Bezugsniveau ist die Oberfläche des Kaibab Kalksteins oder seiner Äquivalente. Die Oberfläche liegt im Südwesten des Colorado Plateaus im Gebiet des Grand Canyon in Höhen um 2000 m. Im Norden taucht sie weit unter Meeresspiegelniveau ab.



- |                |                     |                    |
|----------------|---------------------|--------------------|
| 1 Buell Park   | 5 Mule Ear          | 9 White Cone Peak  |
| 2 Garnet Ridge | 6 Shiprock          | 10 Hoskietso Claim |
| 3 Mitten Rock  | 7 Chuska Mts.       |                    |
| 4 Moses Rock   | 8 Coliseum Diatrema |                    |

Abb. 5: Lage der datierten Magmatite (vgl. Tab. 2 und 3).

Vulkanismus in zwei Phasen (vgl. NAESER 1971). Die erste Aktivitätsphase ereignete sich während des mittleren bis oberen Oligozäns und förderte Minette-Gangfüllungen und Kimberlit-Durchschlagsröhren. Im frühen bis mittleren Pliozän kam es zur Bildung von Monchiquit-Diatremen und Gangfüllungen<sup>2</sup>.

### 1.2.2 Das Klima

Das Klima des Colorado Plateaus ist semiarid bis arid. Nur die größeren Höhenlagen weisen semihumide Verhältnisse auf. Die jährlichen Niederschläge liegen im allgemeinen zwischen 150 und 350 mm. Sie sind im Zentrum des Colorado Plateaus generell niedriger als an dessen Rändern (Abb. 6). Die marginalen Teile erhalten auf Grund ihrer größeren Höhenlage reichhaltigere Niederschläge; gleichzeitig wird durch die Konzentrierung größerer Höhen an den Rändern des Plateaus ein Regenschatteneffekt für dessen Zentrum verursacht. Das wird besonders deutlich im Süden und Westen des Plateaus, da die vorherrschenden

<sup>2</sup> Diese Einteilung kann zwei Vulkanismusprovinzen nun auch zeitlich differenzieren, die vorher regional in ein "Navajo Field" und "Hopi Field" (WILLIAMS 1936) und petrographisch in eine Minette und Monchiquit Provinz (AKERS et al. 1971) gegliedert wurden.

Tab. 2: Alter der Lakkolithe auf dem Colorado Plateau.

Datierungen nach ARMSTRONG (1969). Die Datierungen erfolgten nach der K-Ar Methode.

	Alter Mio. a
La Plata Mountains (Colorado)	85,5
Ute Mountains (Colorado)	83,7
Carrizo Mountains (Arizona)	67,9
La Sal Mountains (Utah)	23,5
Abajo Mountains (Utah)	27,4 - 28,2
Henry Mountains (Utah)	44 - 48,0
Navajo Mountains (Utah)	70,0*

\* nach noch nicht veröffentlichten Untersuchungen des Geological Survey der Vereinigten Staaten (mdl. Mitt. KARLSTROM 1979).

Winde aus südwestlicher Richtung kommen. Einige isolierte Gebiete mit höheren Niederschlägen liegen auch im Zentrum des Plateaus, und zwar im Einflußbereich der lakkolithischen Erhebungen sowie in den Chuska Mountains an der Grenze von Arizona und New Mexico und an der Black Mesa (Abb. 6).

Die Jahresdurchschnittstemperaturen liegen wegen der allgemein großen Höhenlage des Plateaus nur bei 10° C. Für sieben Beispielstationen im engeren Untersuchungsgebiet sind in Abbildung 7 Klimadiagramme dargestellt.

Die Stationen haben zwischen sechs und zehn aride Monate. Die Stationen 3 und 7 (Cortez, Monticello) mit nur sechs ariden Monaten stellen dabei eher Ausnahmeseitungen dar, da sie zum einen (Cortez) in enger Nachbarschaft zu den regenreichen Rocky Mountains liegen und zum anderen (Monticello) direkt am Fuße der Abajo Mountains, eines bis 3500 m hohen lakkolithischen Komplexes.

Innerhalb der jährlichen Niederschlagsverteilung sind alle Stationen durch ein Niederschlagsmaximum zwischen Juli und Oktober gekennzeichnet, das in Zusammenhang mit den zu dieser Jahreszeit häufig auftretenden konvektional bedingten Starkregen zu sehen ist. Die sommerlichen Starkregen sind von kurzer Dauer und überdecken als einzelnes Niederschlagsereignis selten ein Areal von mehr als 10 km Durchmesser. Leichte Regen sind selten, bei den meisten Stationen sind mehr als 300 Tage des Jahres niederschlagsfrei. Die sommerlichen Starkregen sind äußerst abtragungsintensiv, wie mehrfach bei den Geländearbeiten beobachtet werden konnte (vgl. auch die Beschreibung von BARTH & BLUME 1973). Die Starkniederschläge fallen meist nachmittags auf eine von der Tageshitze ausgetrocknete Oberfläche, auf der aufbereitetes Material zum Abtransport bereit liegt. Mit den Niederschlägen verbunden ist eine plötzliche Abkühlung des Gesteins. Aufschluß über die tageszeitliche Verteilung der sommerlichen Starkniederschläge gibt für die Monate Juli und August die Abbil-

Tab. 3: Alter von magmatischen Gesteinen auf dem Colorado Plateau (Diatreme und Gangfüllungen).

Name	Gesteinsart*	Alter (Mio. a)	Methode
Buell Park <sup>1</sup> (Arizona)	Kimberlit (Granit)	31,9 ± 3,2	fission track
Garnet Ridge <sup>1</sup> (Arizona)	Kimberlit (Amphibolit)	33,7 ± 4	fission track
Mitten Rock <sup>1</sup> (New Mexico)	Minette (Granodiorit)	35,0 ± 3 (Apatit) 35,0 ± 3,1 (Zirkon)	fission track fission track
Gangfüllung am Mitten Rock <sup>1</sup> (New Mexico)	Minette	32,5 ± 3	fission track
Moses Rock <sup>1</sup> (Utah)	Kimberlit (Grünschiefer)	35,0 ± 4	fission track
Mule Ear <sup>1</sup> (Utah)	Kimberlit (Granit)	28,0 ± 3 30,3 ± 2,7	fission track fission track
Gangfüllung in der Nachbarschaft des des Mule Ear Diatrem <sup>2</sup> (Utah)	Minette	27	K - Ar
Shiprock Gangfüllungen <sup>1</sup> (New Mexico)	Minette (Minette) (Granit)	27,0 ± 3 32,0 ± 3	fission track fission track
Shiprock Gangfüllung <sup>3</sup> (New Mexico)	Vogesit	30,6	K - Ar
Chuska Mountains <sup>4</sup> (Arizona)	Vogesit	31	K - Ar
Chuska Mountains <sup>5</sup> (Arizona)	Syenit (?)	31	K - Ar
Hoskietso Claim <sup>1</sup> (Arizona)	Monchiquit (Gabbro)	5,5 ± 1,1	fission track
White Cone Peak <sup>6</sup> (Arizona)	Basalt	4,1	K - Ar
Coliseum Diatrem <sup>1</sup> (Arizona)	Monchiquit (Granodiorit)	2,1 ± 0,2	fission track

1 NAESER (1971)

2 ZIONY (1966)

3 ARMSTRONG (1969)

4 POHLMAN (1967)

5 PYE (1967)

6 EVERNDEN et al. (1964)

\* In Klammern sind die Gesteine angegeben, an denen die fission-track Datierung vorgenommen wurde. Dabei handelt es sich vorwiegend um Xenolithe.

dung 8 mit dem Petrified Forest National Monument als Beispielstation. Aus der Abbildung ist abzulesen, wieviele Niederschlagsereignisse im Juli und August im Durchschnitt während der verschiedenen Tageszeiten auftreten.

Wenn man die in klimatologischen Tabellen vorzufindenden Angaben über *Niederschlagsintensitäten* heranzieht, die in der Regel in mm/d aufgelistet sind, erreichen die Stationen des Colorado Plateaus eher bescheidene Werte (z.B. Kayenta 53 mm/d; Holbrook 68 mm/d). Die das starke Hochwasser in Teilen des Colorado Plateaus im September 1970 auslösenden Niederschlagsereignisse erreichten an der Black Mesa Intensitäten von 165 mm/d (ROESKE, COOLEY & ALDRIDGE 1978).

Bedenkt man, daß die heftigen Niederschläge vielfach weniger als eine Stunde anhalten, sind sehr starke Intensitäten

auf der Basis kurzer Zeiträume zu erwarten. Über kurzfristige Starkregenintensitäten liegen jedoch keine systematischen Untersuchungen vor. Die Intensität eines heftigen Niederschlagsereignisses im Black Mesa Becken wird mit 32 mm/h von THORNTHWAITE et al. (1942) beziffert. Im Atlas von HERSHFIELD (1961) ist das Colorado Plateau als ein Gebiet ausgewiesen, in dem an den meisten Stationen in jedem Jahr ein Niederschlagsereignis mit einer Intensität von 7,5 bis 10 mm/30 Min. zu erwarten ist. THADEN et al. (1964) geben für das White Canyon Gebiet in Südostutah Niederschlagsintensitäten von mehr als 25 mm/h an.

Die Schwankungen der Jahresniederschlagswerte sind erheblich. Der Variabilitätskoeffizient als Quotient aus maximalem und minimalem Jahresniederschlag liegt für Hanksville bei 5,4, für Monticello noch bei 3. Auch die

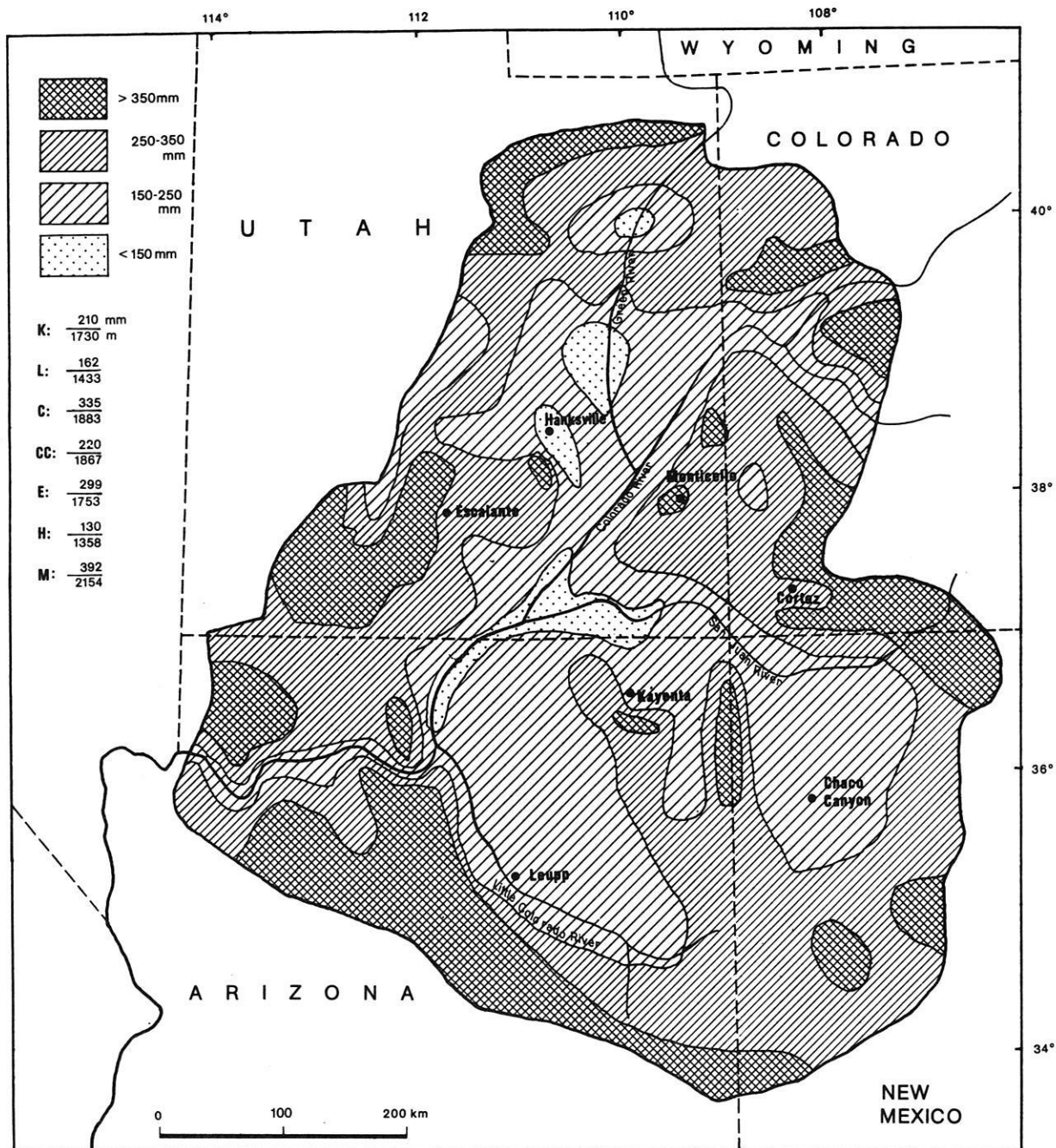
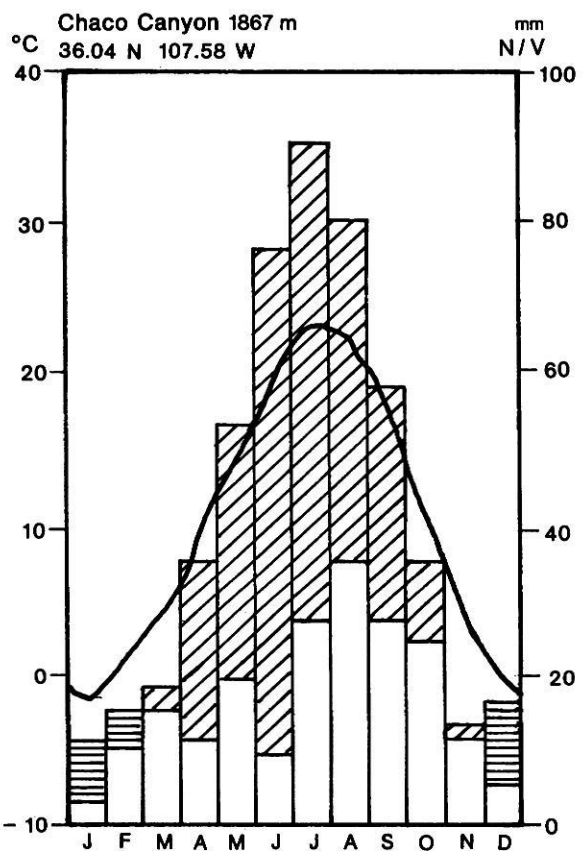
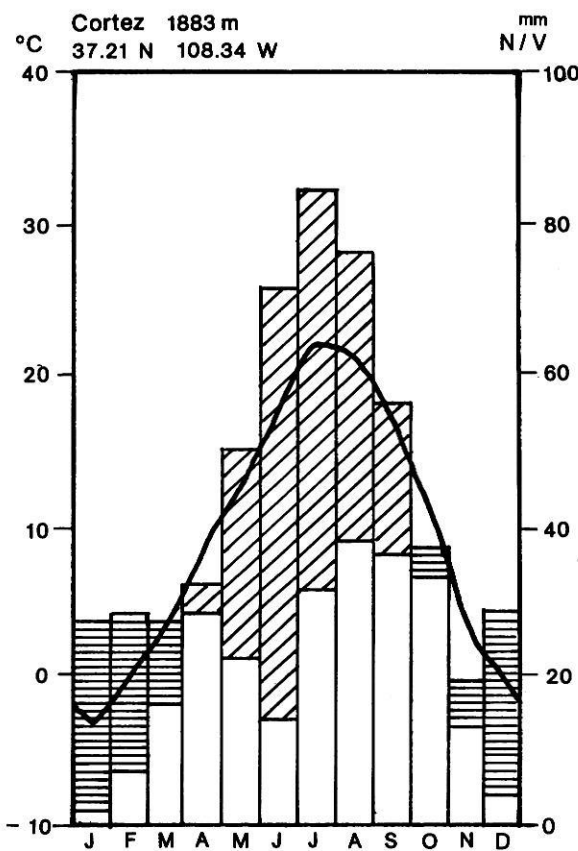
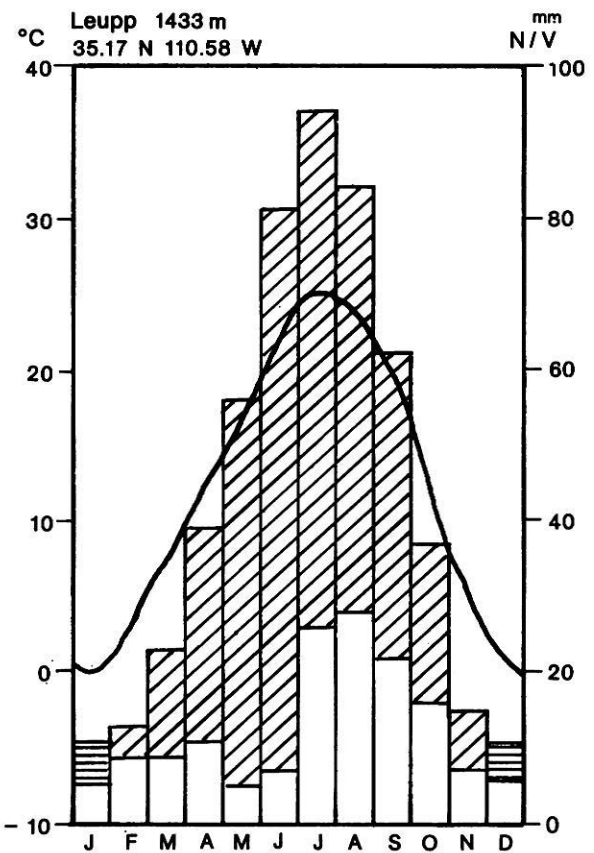
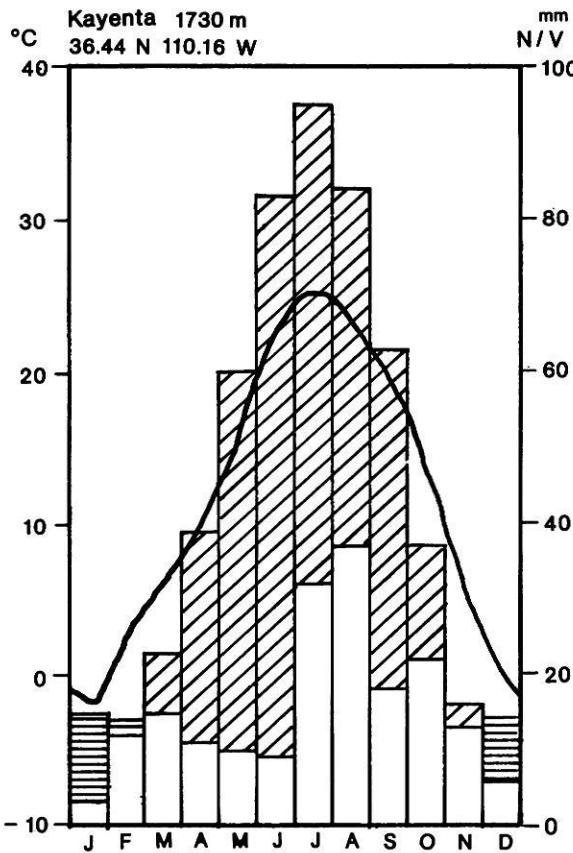


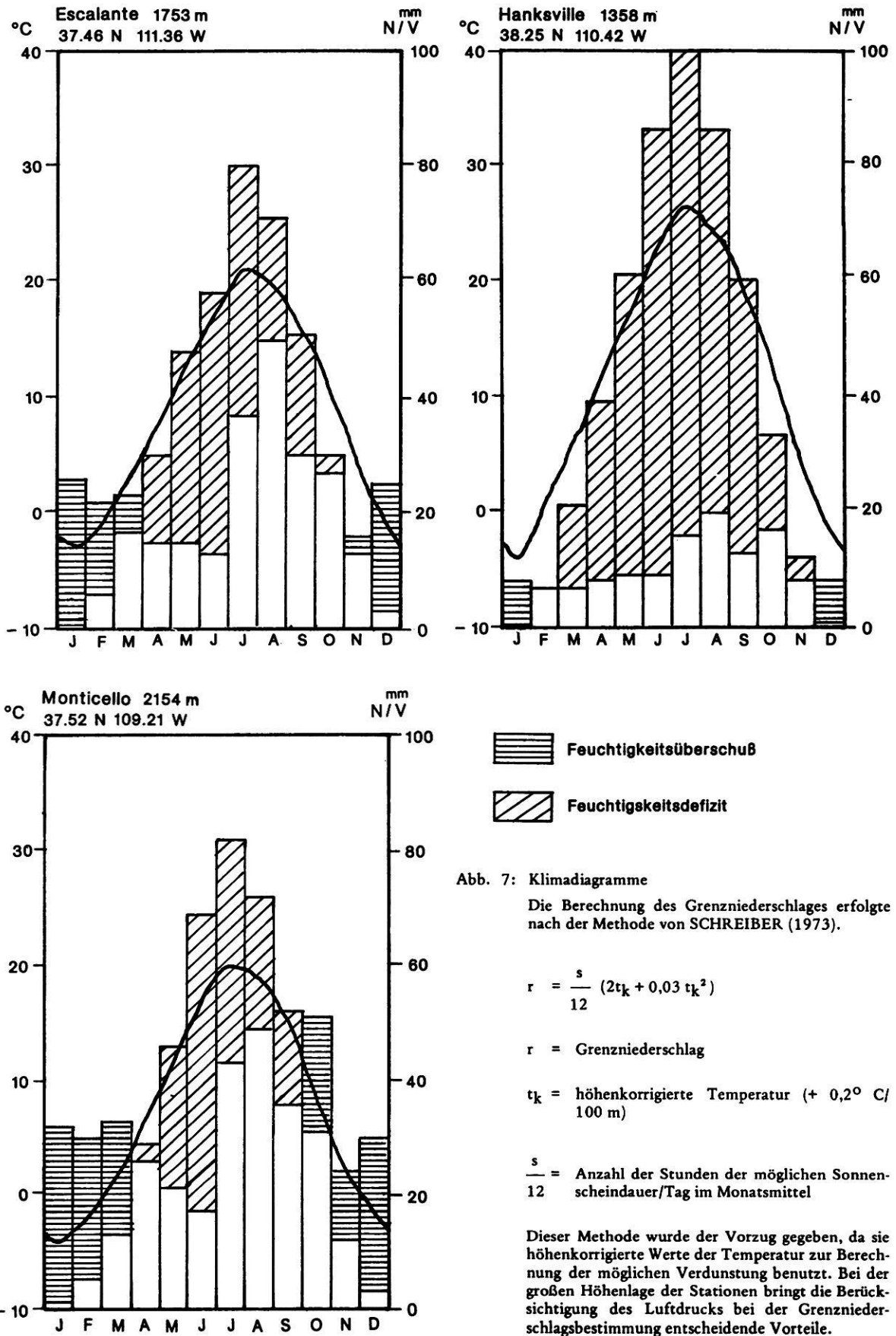
Abb. 6: Karte der durchschnittlichen Jahresniederschläge auf dem Colorado Plateau.

Als Datengrundlagen wurden herangezogen COOLEY et al. (1969), DAVIDSON (1979), GREEN & SELLERS (1964), IORNS et al. (1965), PRICE & ARROW (1974) und WERNSTEDT (1972). Die Buchstabenkürzel unter der Legende beziehen sich auf die Beispielstationen in Abbildung 6 und 7.

Niederschlagswerte für die einzelnen Monate schwanken in der langjährigen Beobachtung sehr stark. Die unregelmäßige zeitliche Niederschlagsverteilung führt häufig zu Trockenperioden. Eine letzte lag in den Jahren 1976/77 (vgl. MATTHAI 1979).

Der Jahresgang der Monatsmittelwerte der *Temperatur* entspricht mit Jahresamplituden von 24° C und mehr (Hanksville 30° C) dem kontinentalen Typ. Die Winter sind empfindlich kalt, und die Sommer besonders in den geringeren Höhenlagen sehr warm. Die Schwankungen zwischen





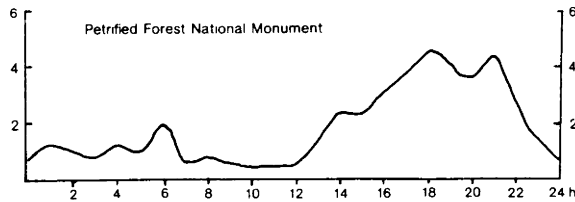


Abb. 8: Tageszeitliche Verteilung der Niederschläge im Juli und August.

Die Zahlen auf der Ordinate geben die durchschnittliche Anzahl der Niederschlagsereignisse im Juli und August für die Stundenintervalle der Abszisse an.

höchster und niedrigster Temperatur sind erheblich. Hanksville hat ein absolutes Minimum von  $-37^{\circ}\text{C}$  und ein absolutes Maximum von  $44^{\circ}\text{C}$ <sup>3</sup>. Auch die täglichen Temperaturschwankungen sind bei den häufigen klaren Ein- und Ausstrahlungswetterlagen sehr hoch. Tageschwankungen von  $25^{\circ}\text{C}$  und mehr können an allen Stationen während des ganzen Jahres auftreten. Für das Verwitterungsgeschehen ist das Vorhandensein von großen Temperaturschwankungen besonders im Zusammenhang mit der Häufigkeit von Frostwechseln wichtig. Frosttemperaturen treten gewöhnlich zwischen November und März auf. In Hanksville muß noch Anfang Juni und schon Mitte September mit Frosttemperaturen gerechnet werden, in Escalante noch Ende Juni und schon Mitte August. In Kayenta sind nur Juli und August frostfrei. Jedoch bleiben selbst im Winter die Temperaturen im Tagesverlauf nur selten unter dem Gefrierpunkt, so daß bis auf die Ausnahme der Sommermonate während des ganzen Jahres mit verwitterungsfördernden Frostwechseln zu rechnen ist.

Die durchschnittliche relative Luftfeuchtigkeit liegt in Kayenta als Beispielstation frühmorgens ( $6^{\text{oo}}$ ) nur im Mai und Juni unter 60%. Sie steigt im August auf 81% an und liegt im September bis März bei Werten zwischen 70 und 80%. Im Tagesverlauf ( $18^{\text{oo}}$ ) nimmt die relative Luftfeuchtigkeit im März bis Oktober stark ab und sinkt auf Werte unter 50%, teilweise unter 30%. Die recht hohen morgendlichen Luftfeuchtigkeiten dürften den Tauniederschlag und damit die hydrischen Verwitterungsprozesse begünstigen.

3 Die entsprechenden Werte für einige andere Stationen sind: Escalante  $-27^{\circ}\text{C}$ ,  $37^{\circ}\text{C}$ ; Kayenta  $-28^{\circ}\text{C}$ ,  $41^{\circ}\text{C}$ ; Chinle ( $36^{\circ}09' \text{N}$ ,  $109^{\circ}32' \text{W}$ , 1688 m NN)  $-36^{\circ}\text{C}$ ,  $40^{\circ}\text{C}$ ; Holbrook ( $34^{\circ}54' \text{N}$ ,  $110^{\circ}10' \text{W}$ , 1545 m NN)  $-29^{\circ}\text{C}$ ,  $43^{\circ}\text{C}$ .

4 Die Einteilung folgt im wesentlichen den von HUNT (1953), SMITH et al. (1963) und HICKS (1969) vorgenommenen Zonierungsvorschlägen.

Die vorherrschenden Winde kommen aus südwestlicher, manchmal südöstlicher Richtung. Es werden sehr hohe Windgeschwindigkeiten erreicht. Für Winslow, Arizona, wird eine maximale Windgeschwindigkeit von annähernd 110 km/h angegeben (GREEN & SELLERS 1964). Die Bedeutung der äolischen Abtragung für die rezente Formung konnte bei mehreren Gelegenheiten im Gelände beobachtet werden. An der Mesa Verde wurden bei einem nachmittäglichen Gewitterschauer am 3.8.1978 Plättchen von Mancos Tonen bis zu 8 cm Durchmesser aus dem Stufenhang herausgeblasen.

### 1.2.3 Die Vegetationsverhältnisse

Die Vegetation ist den semiariden bis ariden Klimabedingungen angepaßt. Sie ist in weiten Teilen nur sehr lückenhaft ausgebildet. Sie spiegelt dabei die Regenschattenwirkung der größeren Höhen an den Rändern des Colorado Plateaus wider, indem im Zentrum des Plateaus die Vegetation spärlicher ist als an dessen Rändern, wo auch Wälder anzutreffen sind.

Es lassen sich nach der Höhenlage drei Vegetationszonen ausgliedern<sup>4</sup>. Unterhalb 1700 m NN liegt die Wüstensteppenzone (desert shrub zone), zwischen 1700 und 2300 m NN die pinyon-juniper Zone und über 2300 m NN die Kieferzone. Darüber folgen in den größeren Höhenlagen, besonders im Bereich der lakolithischen Erhebungen, die bis in Höhen von fast 4000 m NN aufragen, eine boreale Nadelwaldstufe, eine subalpine und eine alpine Zone. Die letztgenannten Vegetationszonen umfassen flächenmäßig nur geringe Areale und spielen bei der vorliegenden Untersuchung keine Rolle. In einer hypsometrischen Verteilungskurve nehmen die Wüstensteppenzone und die pinyon-juniper-Zone den größten Raum ein. Die Grenzen zwischen den einzelnen Zonen sind fließend, die Wüstensteppe kann bis in Höhenlagen von 1900 m NN hinaufreichen.

Die hauptsächlichen Vertreter in der Strauchvegetation der Wüstensteppe sind sagebrush (*Artemisia* sp.), greasewood (*Sarcobatus vermiculatus*), blackbrush (*Coleogyne ramosissima*), rabbitbrush (*Chrysothamnus* sp.) und shadscale (*Atriplex confertifolia*). Die besten Standortbedingungen bieten in der Wüstensteppenzone die Lockermaterialaufschüttungen in den Tälern und auf den Terrassenflächen. Schlechte Standortbedingungen bieten die Tongesteine der Moenkopi, Chinle und Morrison Formation, die Mancos Tone und die Tongesteine der Mesaverde Formation (vgl. Tab. 1). Auf den alkali- und salzreichen Böden wachsen hier alkali sacaton (*Sporobolus airoides*) und saltgrass (*Distichlis stricta*). Zwischen den Sträuchern wachsen weitständig Gräser. Sehr vereinzelt kommen auch hier schon Zwergwacholder (*Juniperus* sp.) oder Pinyon (*Pinus edulis*) vor. Entlang von Bachläufen und an Quellen sind azo-

nal cottonwood (*Populus* sp.), Tamarisken (*Tamarix* sp.) und Weiden (*Salix* sp.) verbreitet. Innerhalb der Wüstensteppenzonen liegen weite vegetationslose, badlandartig zerschnittene Bereiche. Die Canyonwände sind ebensowenig mit Vegetation bestanden wie großflächige Felsterrassen in den harten Konglomeraten, Sandsteinen und Kalken.

Zwergwacholder und pinyon sind die typischen Vertreter der pinyon-juniper Zone. Die Grasbedeckung ist hier dichter. Die Zone eignet sich auch als Weideland und zur Kul-

tivierung. Besonders gut ausgebildet ist die Grasbedeckung auf Sandsteinen, weniger gut auf Kalken und wenig ausreichend auf Silt- und Tongesteinen.

Die Kiefernzonen werden charakterisiert durch die Kiefer (*Pinus ponderosa*). Weitere häufige Vertreter sind die yellow pine (*Pinus brachyptera*), die Douglasie (*Pseudotsuga menziesii*), die Engelmann spruce (*Picea engelmanni*), die Zitterpappel (*Populus tremuloides*) und die Eiche (*Quercus* sp.).

## 2. Problemstellung

Obwohl bedingt durch die geologischen Voraussetzungen strukturbestimmte Oberflächenformen in Form von Schichtstufen, -kämmen und -tafeln im Gesamtformenschatz des Colorado Plateaus die dominierende Rolle spielen, fehlen dennoch skulpturelle Reliefformen nicht. Skulpturformen liegen in der Gestalt von rumpfflächenartigen Schnittflächen, Pedimenten und Flußterrassen vor. Lediglich die rumpfflächenartigen Schnittflächen und die Pedimente treten in weitflächiger Ausbildung auf.

Vor allem GREGORY (1917, 1938, 1947, 1950), GREGORY & MOORE (1931), sowie BAKER (1936) und COOLEY (1958), COOLEY & AKERS (1961), COOLEY et al. (1969) haben sich der auch Korrelationen versuchenden Bearbeitung der Schnittflächen (erosion surfaces) innerhalb der Morphogenese des Colorado Plateaus gewidmet. Sie gingen dabei von der Vorstellung aus, daß eine Schnittfläche den Endpunkt eines geomorphologischen Zyklus darstellt, während dessen sich die Fläche an das Niveau der Erosionsbasis angepaßt hat. Dazu gehört eine lange Zeitspanne relativer tektonischer Ruhe, die erlaubt, daß ein Gleichgewichtszustand innerhalb des geomorphologischen Systems erreicht werden kann (vgl. SCHMIDT 1978).

Es wurde von den genannten Autoren bei der Ausgliederung von Zyklen und den zugehörigen Flächen in Rechnung gestellt, daß die Zyklen unterschiedlich lange Zeiträume umfaßt und deswegen auch unterschiedlich große Teilräume erfaßt haben, die kürzeren, pleistozänen Zyklen jeweils nur geringflächige Areale entlang der Flüsse. Das Einsetzen neuer Zyklen wird zumindest für das Tertiär durch tektonische Aktivität erklärt. Eine Übersicht über die Vorstellungen zur zyklischen Reliefentwicklung im Navajo Stufenland gibt Tabelle 4 (COOLEY et al. 1969).

Schwierigkeiten und Widersprüche trafen die Vertreter der Auffassung einer zyklischen Reliefgenese bei der Integra-

tion der Schichtstufen in ihr Modell an. Das wird schon von GREGORY (1938: 100) für das Gebiet am San Juan River in Südostutah erkannt. "Areas in which the topography presents features of maturity or old age are not prominent ... The larger areas that reveal old-age features are floored with resistant flat-lying rocks that even in a single cycle would show features older than those in adjoining areas, and they stand at different altitudes." Eine Schichtstufe zeigt, in der Terminologie der Zyklen-theorie ausgedrückt, am Stufenhang ein Relief ausgesprochener Jugend und auf der Stufenfläche ein Relief ausgesprochener Reife, mithin zwei unvereinbare Alterszüge. Außerdem erfüllen die Stufenflächen auf dem Colorado Plateau nicht die für die Bezeichnung "Rumpffläche" notwendigen Kriterien. Es handelt sich in der Hauptsache um Schichtflächen (stripped surfaces) und nicht um Schnittflächen (erosion surfaces). Weiterhin liegen die Stufenflächen in sehr unterschiedlichen Höhenlagen, und man müßte eine Vielzahl von räumlich variierenden Zyklen konstruieren, um sie in ein zusammenhängendes Bild einzufügen. Bei einer nach der Zyklen-theorie vorgehenden Reliefanalyse müssen deshalb weite Teile des Gesamtreliefs ausgespart bleiben.

Echte *Schnittflächen* erstrecken sich zum einen über Schichtgrenzen innerhalb der wenig resistenten Gesteine hinweg (vgl. 3.1), zum anderen sind sie unter den z.T. mächtigen tertiären Decksedimenten zu erwarten. Die Integration dieser Schnittflächen in den Rahmen der im wesentlichen von der Struktur bestimmten Morphogenese und Morphodynamik wird eine Aufgabe der Untersuchung sein.

Aus klimageomorphologischer Sicht sind die Schnittflächen bisher nicht bearbeitet worden. Besonders bezüglich der unter den tertiären Decksedimenten verborgenen Schnittflächen erscheint es notwendig, der Frage nachzugehen, ob es sich bei diesen Flächen um eine eigenständige Reliefgeneration im Sinne einer klimagenetischen Differenzierung handelt (vgl. 3.2).



Tab. 4: Gliederung der zyklischen Reliefentwicklung im Navajo Stufenland (nach COOLEY et al. 1969).

Alter		Zyklus	Erosions- und Akkumulationsgeschichte	Höhenlage von Ablagerungen über der Vorflut (Colorado)
PLEISTOZÄN	mittel und spät	Wupatki	Einschneidung und Terrassierung	5 Terrassen 10 - 15 m 15 - 30 m 30 - 60 m 60 - 90 m 120 - 150 m
	früh	Black Point	Einschneidung und Terrassierung	2 deutliche Terrassen 240 - 365 m 425 - 550 m
spät				
PLIOZÄN	mittel	Hopi Buttes-Zuni	Bildung der Zuni Oberfläche und Ablage- rung der Oberen Bidahochi Formation im Tal des Little Colorado River	ca. 760 m
	früh		Bildung der Hopi Buttes Oberfläche und Ablage- rung der Unteren Bidahochi Formation	
MIOZÄN		Valencia	wenige Sedimente (?)	ca. 1220 m

Als weitere skulpturale Reliefformen treten Pedimente auf. Weitflächige Pedimente sind ausgebildet in der Umrahmung der lakkolithischen Erhebungen, Pedimente geringerer Größenordnung im Vorland der größeren Schichtstufen. Die Pedimente des Colorado Plateaus dürfen als klassische Objekte der Pedimentforschung gelten, da im Gebiet der Henry Mountains die Pionieruntersuchungen von GILBERT (1877) ansetzten. Die Pedimente in der Umrahmung der Lakkolithe werden gegenwärtig zerschnitten. Es ergibt sich das Problem, ob die *Pedimente* eine durch bestimmte klimatische Bedingungen verursachte Reliefgeneration darstellen, oder ob sie lediglich durch räumliche Verteilungsmuster bedingte Varianten innerhalb des Gesamtreliefs sind. In diesem Zusammenhang stellt sich auch die Frage nach der Ursache für die postgenetische und heute andauernde Zerschneidung der Hauptpedimentniveaus (vgl. 4).

Im Rahmen der morphogenetischen Behandlung der *Strukturformen* wird ein besonderer Schwerpunkt auf der

Bedeutung der *Stufenrückwanderung* für die Entwicklung des Reliefs liegen, denn die Zurückverlegung der Schichtstufen stellt einen bisher nur wenig beachteten, aber außerordentlich bedeutungsvollen Mechanismus der Reliefgenese auf dem Colorado Plateau dar. (vgl. 5.3). Auf diesen Umstand wird andeutungsweise schon von STOKES (1973, 66) hingewiesen: "...cliff retreat can go on at any elevation regardless of tectonic movements. This seemingly inexorable process probably has had more to do with shaping the scenery than is usually supposed." Das Ausmaß der Stufenrückwanderung konnte am Beispiel der Black Mesa schon quantitativ erfaßt werden (SCHMIDT 1980a).

Einen weiteren Schwerpunkt wird dann die *Untersuchung des rezenten Formenschatzes als aktuellem Zustand der Reliefentwicklung* darstellen. Von den rezent ablaufenden Prozessen sind fast ausschließlich die Strukturformen betroffen. Die Schichtstufen-, -kamm- und -tafelreliefs erscheinen in einer starken Form- und Prozeßdifferenzierung

mit unterschiedlicher Grundrißgestaltung, unterschiedlichem Querprofil, unterschiedlichen Zerschneidungsmerkmalen von Stufensockel und Stufenbildner sowie unterschiedlich starker Bedeckung des Sockelhanges mit Schuttmaterial vom Oberhang. Diese Differenzierung ist im gesamten Untersuchungsgebiet festzustellen und unter den Bedingungen arider Morphodynamik entstanden und in Weiterbildung begriffen.

Ansatzpunkte für die Erklärung der Formendifferenzierung bei den strukturbestimmten Reliefs sind nicht oder nur in ausgesprochen geringem Maße in klimatischen Randbedingungen zu suchen, vielmehr aber in strukturellen Steuerungsfaktoren. Der *Einfluß der Steuerungsfaktoren auf die Formungsdynamik* und darüber auf die Gestaltung der

Form selbst wird für die Strukturformen des Colorado Plateaus detailliert untersucht (vgl. 5.4).

Die unabhängigen Steuerungsfaktoren sowie die abhängigen Systemvariablen werden, soweit es ihrem Charakter entspricht, quantifiziert, um sie für statistische Berechnungen verwendbar zu machen. Die quantifizierbaren System-eigenschaften werden in Regressions- und Korrelationsanalysen zueinander in Beziehung gesetzt, um Aussagen über den Steuerungseinfluß der einzelnen Faktoren möglich zu machen. Mit Hilfe dieser Methoden soll ein Weg geschaffen werden, eine *Systematik der Morphodynamik der Strukturformen* zu entwerfen. Über die Analyse der aktuellen Morphodynamik ergeben sich dann Rückkopplungen für die Interpretation der morphogenetischen Entwicklung.

### 3. Die Schnittflächen und ihre Stellung in der Reliefentwicklung

#### 3.1 Vorkommen von Schnittflächen<sup>5</sup> unter den Bedingungen der rezenten Morphodynamik

Neben den Flußterrassen haben sich auch ausgedehntere Schnittflächen unter den Bedingungen der rezenten ariden Morphodynamik auf dem Colorado Plateau gebildet. Sie stellen jedoch keineswegs den Regelfall der Flächenentwicklung dar.

Die Stufenflächen sind fast ausnahmslos Schichtflächen (vgl. auch BARTH & BLUME 1973) oder mit Resten vom geringresistenten Material des stratigraphisch nächsthöheren Stufensockels besetzte Schichtstufen-Dachflächen. Nur im Übergang zur nächsthöheren Schichtstufe kann die Stufenfläche zu einer Schnittfläche werden, die vom resistenten Gestein der vorderen Stufenfläche in das geringresistente des nächsten Stufensockels hineinschneidet. Streicht im Hangenden des resistenten, die Stufenfläche unterlagernden Gesteins eine Abfolge mehrerer wenig resistenter Schichten aus, kann es zur Kappung dieser aufeinanderfolgenden Schichten und damit zur Ausbildung einer komplexeren Schnittfläche kommen. Derartige Flächen sind z.B. von GREGORY in seinen Veröffentlichungen als Beispiele von rumpfflächenartigen Schnittflächen aufgeführt worden, die den Charakter von Endrumpfen (old erosion surfaces) tragen sollen. Diese als Rumpfflächen angesprochenen Relieftile erfahren im folgenden eine kritische Betrachtung.

GREGORY (1938) beschreibt aus dem San Juan County in Südostutah eine solche Schnittfläche. Sie liegt entlang des Comb Wash südwestlich von Monticello in unmittelbarer Vorflutnähe in einer Höhenlage von 1580 m NN (Abb.

9A). In der Abbildung liegt die Schnittfläche westlich der Comb Ridge zwischen Kilometer 6 und 7. Sie ist ausgebildet in der Organ Rock Fazies der Cutler Formation, in der Moenkopi Formation und Teilen der Chinle Formation<sup>6</sup>. Die Schichten sind bis über 15° geneigt. Die Organ Rock Fazies der Cutler Formation besteht aus weichem, sandigem Siltgestein mit dünnen Linsen aus siltigem Sandstein. Den basalen Teil der Moenkopi Formation bildet die Hoskinnini Fazies. Sie ist etwas widerständiger als die Organ Rock Fazies und besteht aus siltigem Sandstein. In der Hoskinnini Fazies sind einzelne resistenter Sandsteinschichten vertreten, die in der betrachteten Fläche als dünne Rippen und Leisten herauspräpariert worden sind und deren Charakter als Schnittfläche entscheidend modifizieren. Der hangende Teil der Moenkopi Formation besteht aus Siltgestein mit feinem bis sehr feinem Sandstein. In der stratigraphischen Sequenz folgen die tieferen Teile der Chinle Formation, die hier in der Hauptsache als Tongesteine entwickelt sind.

<sup>5</sup> Bisher war der Begriff "rumpfflächenartige Schnittflächen" für die im folgenden Kapitel zu behandelnden Oberflächenformen verwendet worden. Das geschah, um sie gegenüber den ebenfalls als Schnittflächen ausgebildeten Pedimenten abzusetzen. Im Gegensatz zu den Pedimenten weisen sie eine geringere Neigung auf; sie sind nicht an ein gebirgiges Hinterland gebunden; es fehlt ihnen die unidirektionale Neigung vom Hinterland zur Vorflut. Für diese Flächen wird im folgenden zur Vereinfachung der Nomenklatur lediglich der Begriff "Schnittfläche" gebraucht.

<sup>6</sup> Das Gebiet wurde von LEWIS & CAMPBELL (1965) geologisch kartiert. Zum Verständnis der stratigraphischen Bezeichnungen sei noch einmal auf Tabelle 1.3, Tab. 9 und den Anhang verwiesen.

Eine weitere, schnittflächenartige Oberfläche ist östlich der Comb Ridge zwischen Kilometer 8,5 und 9,5 in einer Höhenlage von 1780 m NN ausgebildet. Hier schneidet die Oberfläche vom Rückhang der Comb Ridge, der im Navajo Sandstein liegt, mit ausgeprägten Unebenheiten im Kleinrelief in die Gesteine der San Rafael Gruppe hinein bis zum Fuß der stratigraphisch nächsthöheren Stufe im Salt Wash Sandstein der Morrison Formation. Die San Rafael Gruppe besteht hier aus der Carmel Formation, dem Entrada Sandstein, der Summerville Formation und dem Bluff Sandstein. Die Carmel Formation setzt sich zusammen aus Siltgesteinen und wenig verfestigtem Sandstein. Der Entrada Sandstein ist ein schwach verfestigter, äolischer Sandstein mit einzelnen Siltgesteinspartien. Die härteren Schichten des Entrada Sandsteins neigen zur Ausbildung von gerundeten Kuppen. Die vornehmlich siltige Summerville Formation und der resistenterere Bluff Sandstein bilden den Unterhang der Stufe im Salt Wash Sandstein.

Vor einer Wertung des von GREGORY (1938) vorgestellten Beispiels werden noch zusätzliche Lokalitäten beschrieben, an denen ähnliche Oberflächenformen vorhanden sind. Die gesamte Ostflanke der Waterpocket Fold (vgl. Abb. 3) wird von einer breiten Subsequenzzone begleitet. In der Subsequenzzone ist das Relief z.T. flächig entwickelt, wie es auf Photo 1 und in Abb. 9 B zwischen Kilometer 9 und 11 zu erkennen ist. Hier liegt die Fläche in

einer Höhenlage von 1600 m NN. Es streichen Schichten der San Rafael Gruppe aus, die bis zu 13° geneigt sind<sup>7</sup>. Die Carmel Formation bildet hier ein ausgesprochen heterogen zusammengesetztes Schichtpaket mit Sandstein, Siltgestein, Tongestein, Kalk und Gips. Die Zonen, in denen die Carmel Formation ausstreicht, zeichnen sich durch ein akzentuiertes Kleinrelief aus, und die mehr flächigen Areale beginnen erst im Übergang zum Entrada Sandstein, der hier in seiner gering resistenten "erdigen" Fazies vertreten ist. Einzelne widerständigere Sandsteinspartien bilden jedoch auch im Ausstreichen des Entrada Sandsteins kleinere Schichtrippen (Photo 1). Die Summerville Formation als oberstes Glied der San Rafael Gruppe bildet den Stufensockel der Salt Wash Sandstein-Stufe.

Im Vorland der Stufe aus Navajo, Kayenta und Wingate Sandstein liegt eine Subsequenzzone in der Moenkopi Formation. Die Oberfläche zieht von der Sinbad Kalkstein Fazies in die geringresistenten hangenden Teile hinab und schneidet dort in 1660 m NN einzelne Schichtkomplexe.

Ein weiteres Beispiel einer Fläche, die in die Gruppe der Charakter von Schnittflächen tragenden Oberflächen-

<sup>7</sup> Geologische Informationsgrundlage für dieses Gebiet bieten SMITH et al. (1963) und DAVIDSON (1967), vgl. auch Tab. 1.2, Tab. 9 und Anhang.

Erläuterungen zu den einzelnen Profilen in Abb. 9:

Profil 9 A:

Das Profil lehnt sich an eine Profilaufnahme von LEWIS & CAMPBELL (1965) an.

Stratigraphische Bezeichnungen:

Jms	Salt Wash Sandstein der Morrison Formation
Jsr	San Rafael Gruppe
J $\bar{R}$ gc	Glen Canyon Gruppe
$\bar{R}$ c	Chinle Formation
$\bar{R}$ m	Moenkopi Formation
Pco	Organ Rock Fazies der Cutler Formation
Pcm	Cedar Mesa Sandstein der Cutler Formation
Pr	Rico Formation

Profil 9 B:

Das Profil lehnt sich an eine Profilaufnahme von SMITH et al. (1963) an.

Stratigraphische Bezeichnungen:

Jms	Salt Wash Sandstein der Morrison Formation
Jsc	Summerville und Curtis Formation
Je	Entrada Sandstein
Jc	Carmel Formation
J $\bar{R}$ n	Navajo Sandstein
$\bar{R}$ k	Kayenta Sandstein
$\bar{R}$ w	Wingate Sandstein
$\bar{R}$ c	Chinle Formation
$\bar{R}$ m	Moenkopi Formation
Pk	Kaibab Kalkstein
Pc	Coconino Sandstein

Profil 9 C:

Stratigraphische Bezeichnungen:

Kd	Dakota Sandstein
Jcs	Cow Springs Sandstein
Je	Entrada Sandstein
Jc	Carmel Formation
J $\bar{R}$ n	Navajo Sandstein

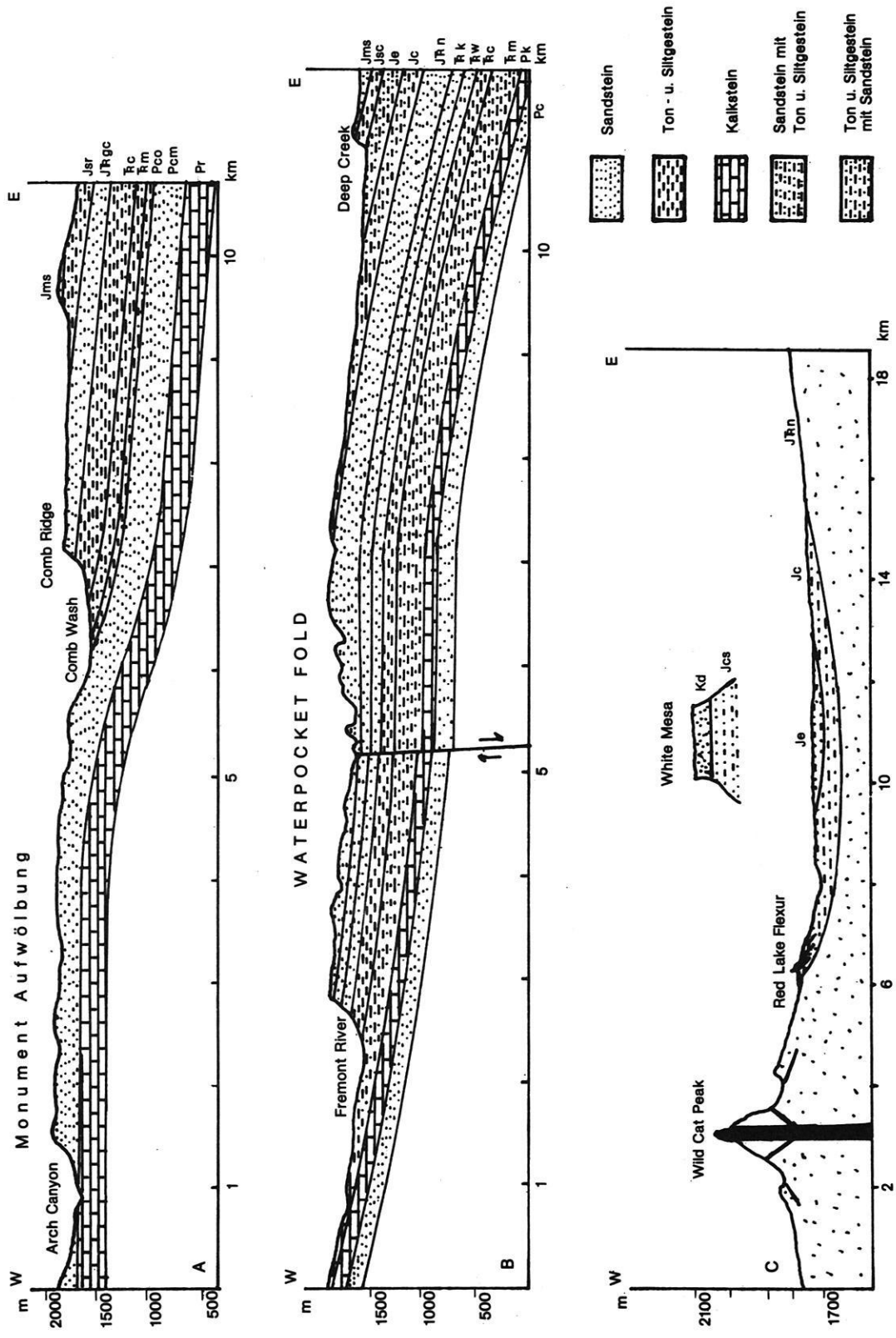


Abb. 9: Profile mit Vorkommen von Schichtflächen.

formen fällt, befinden sich auf dem Kaibito Plateau in einer Höhenlage von 1750 bis 1780 m NN (Abb. 9 C)<sup>8</sup>. Das Kaibito Plateau liegt in Nordzentralarizona nördlich der Black Mesa und östlich der Echo Cliffs (vgl. Abb. 3). Die White Mesa überragt das Plateau als Zeuge der früheren Bedeckung mit kretazischen Sedimenten. Die Oberfläche der White Mesa, die in der Abbildung als Kulisse eingezeichnet ist, bildet der resistente Dakota Sandstein. Auf der Rückseite der Echo Cliffs bildet der Navajo Sandstein, der auch den oberen Teil des Schichtkamms aufbaut, die Unterlagerung eines weitflächigen Plateaus, das die zu den Echo Cliffs gehörende Stufenfläche in Form einer Schicht-

fläche ist. Lediglich im Bereich der Kaibito Synklinale sind jüngere Schichtkomplexe erhalten. Die Kaibito Synklinale wird im Westen von der Red Lake Flexur begrenzt (Abb. 9 C), in der die Schichten eine Neigung von bis zu 18° besitzen. In der Synklinale schneidet die Oberfläche vom Navajo Sandstein in die Carmel Formation und den unteren Entrada Sandstein hinein. Die Carmel Formation besteht aus Sand- und Siltgesteinen. Die Sandsteine sind unterschiedlich stark verfestigt, zum überwiegenden Teil jedoch relativ weich, ebenso wie der Entrada Sandstein. In der Carmel Formation sind jedoch einige resistere Linsen enthalten. Diese harten Partien ragen an der Red Lake Flexur als Rampen aus der Fläche hervor (Abb. 9 C; Photo 2). Auch der Navajo Sandstein, der durch die Intrusion am Wild Cat Peak steil gestellt worden ist, bildet Rampen aus. Der Wild Cat Peak gehört zur vulkanischen Provinz des Tuba City Field, in dem Monchquit gefördert wurde. Er ist zeitgleich mit dem Hopi Vulkanismus des mittleren und

8 Die geologische Informationsgrundlagen für dieses Gebiet liefern die Arbeiten von WANEK & STEPHENS (1953) und COOLEY et al. (1969), vgl. auch Tab. 1.6, Tab. 9 und den Anhang.



Photo 1: Hall Creek Valley an der Ostseite der Waterpocket Fold (Quelle: DAVIDSON 1967).

Kw = Wingate Sandstein; Kk = Kayenta Sandstein; Jrn = Navajo Sandstein; Jc = Carmel Formation; Je = Entrada Sandstein; Js = Summerville Formation; Jms, Jmb = Salt Wash Sandstein, Brushy Basin Fazies der Morrison Formation; Kd = Dakota Sandstein; Kmt = Tununk Shale, Kmf = Ferron Sandstein, Kmb = Blue Gate Shale, Kme = Emery Sandstein und Kmm = Mansuk Fazies des Mancos Shale; Kmv = Mesaverde Formation.

frühen Pliozäns. Wie viele andere Vulkanschote ragt der Wild Cat Peak nahezu unvermittelt aus der Fläche des Kaibito Plateau mit einem Höhenunterschied von über 200 m hervor.

Auch aus dem Gebiet des Zion National Park werden von GREGORY (1950) ausgedehnte Schnittflächen beschrieben. All diese Schnittflächen liegen im Vorland von Schichtstufen und schneiden über Schichtgrenzen in weichen Substraten hinweg. Damit reihen sie sich in ihren Hauptmerkmalen in die Gruppe der oben näher dargestellten Schnittflächen ein.

Die Schnittflächen sind ausnahmslos in weichen Substraten entwickelt. Dazu gehören in stratigraphischer Reihenfolge die permische Organ Rock Fazies der Cutler Formation, die triassische Moenkopi Formation mit Ausnahme der in ihr stellenweise enthaltenen Kalkfazies, Teile der triassischen Chinle Formation sowie die Gesteine der jurassischen San Rafael Gruppe, im einzelnen die Carmel Formation, der Entrada Sandstein und die Summerville Formation. Wenn innerhalb der genannten Schichtkomplexe einzelne resistente Partien vorhanden sind, werden diese in selektiver Verwitterung und Abtragung herauspräpariert. Beispiele dafür liefern die härteren Sandsteine innerhalb der Moenkopi Formation und die Sandstein- und Kalkschichten der Carmel Formation. Auch in den kretazischen Man-

cos Tonen sind Schnittflächen ausgebildet. Sie liegen in weitflächiger Ausprägung im San Juan Becken und im Vorland der Book Cliffs südlich des Uinta Beckens (vgl. Abb. 3). Hier ebenso wie bei den anderen Beispielen werden Resistenzunterschiede in der Oberflächengestaltung deutlich. In den weiten Mancos Ebenen des San Juan Beckens bilden die Juana Lopez Kalksteine deutliche Stufen.

Nicht nur die resistenteren Teile der sonst flächenbildenden Schichten werden als kleinere Stufen, Rippen oder Rampen herauspräpariert, auch Vulkanschote oder Gänge überragen die Flächen als Zeugen selektiver, die Struktur betonender Abtragung. Als Beispiel ist der Wild Cat Peak dargestellt (Abb. 9 C). Der dem Navajo Field zugehörige oligozäne Vulkanschlot des Agathla Peak überragt die umgebende, in der Chinle Formation ausgebildete Fläche um mehr als 400 m. Der ebenfalls zum Navajo Field zählende Shiprock in New Mexico, eines der spektakulärsten Landschaftsmerkmale dieser Art, ragt gar mit mehr als 500 m Höhendifferenz über die umgebende Fläche hinaus, die in Mancos Tonen ausgebildet ist. (Die Lage der Vulkanschote ist aus Abb. 3 zu entnehmen.) Gänge, die vom Shiprock ausgehen, treten unvermittelt als meterhohe Wände aus der Fläche hervor (Photo 3). Die resistenten Vulkanite sind in keinem Beispiel in die Flächenbildung einbezogen worden.

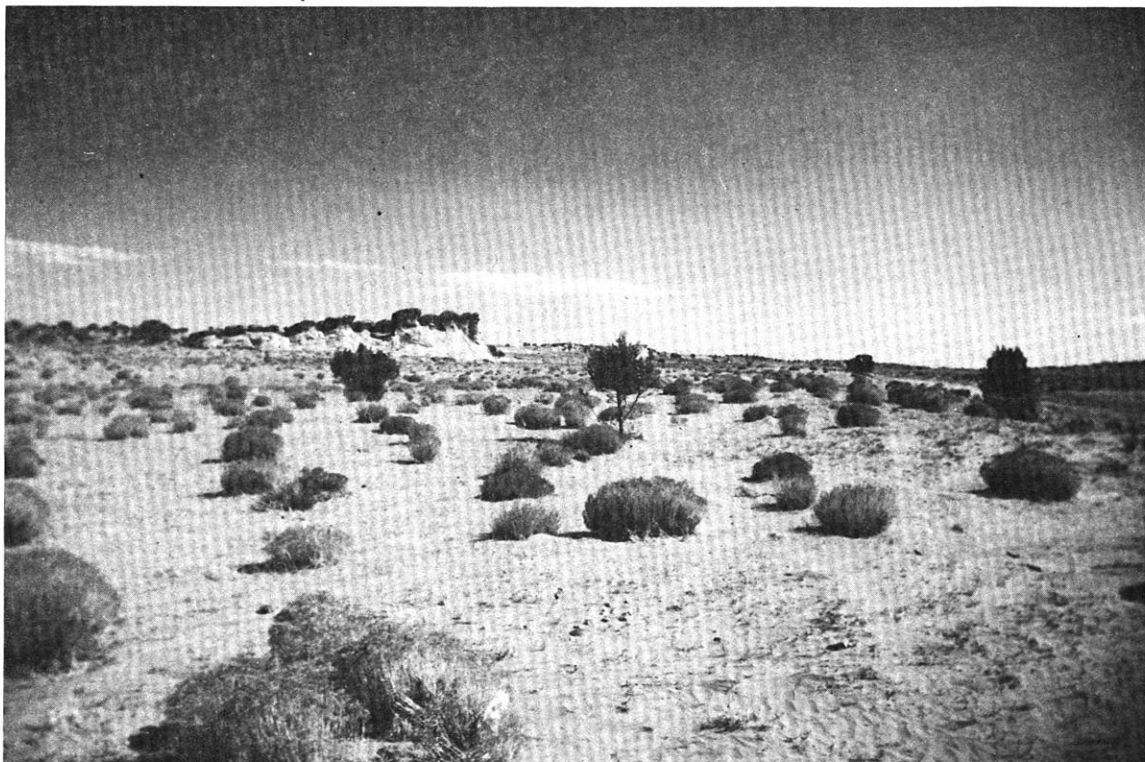


Photo 2: Kaibito Plateau: Resistente Linsen der Carmel Formation werden als Rampenstufen herauspräpariert. Die Fläche ist in weichen Silt- und Sandsteinen der Carmel Formation ausgebildet (Aufnahme: SCHMIDT 1978).

Häufig wird ein Schnittflächencharakter der beschriebenen Flachreliefelemente auch nur dadurch vorgetäuscht, daß über dem anstehenden Gestein eine mächtige Schicht von Alluvionen liegt, die das im Anstehenden ausgebildete Kleinrelief verschleiert. So liegen auf den permischen und triassischen Schichten in der Subsequenzzone des Comb Wash (Abb. 9 A) mehrere Meter, z.T. über 10 m mächtige fluviatile Lockermaterialaufschüttungen. Weiter südlich mit Annäherung an den San Juan River wird das Alluvium auf der Organ Rock Fazies und der Moenkopi Formation weniger mächtig oder fehlt ganz. Dort zeigen sich in den resistenten Teilen der Moenkopi Formation Rippen und Rampen. Diese sind im Kleinrelief unter den jungen Aufschüttungen auch weiter nördlich zu erwarten.

Ebenso sind die Subsequenzzonen an der Waterpocket Fold (Abb. 9 B) mit z.T. mächtigen Alluvionen bedeckt. Das setzt sich auch weiter südlich entlang der Waterpocket Fold in Richtung auf den Lake Powell besonders am Hall Creek fort (Photo 1). Hier wird das fluviatile Lockermaterial zwischen 3 und 15 m mächtig. Dazu kommen äolische Sedimente in Form von Dünen und Löss. Die Lockersedimente sind auch hier mächtig genug, um das akzentuierte Kleinrelief ihrer Auflagerungsfläche zu überdecken. Dieses Kleinrelief zeigt sich besonders deutlich bei fehlender Sedimentbedeckung in der Moenkopi Formation in der westlichen Subsequenzzone der Waterpocket Fold.

Auf dem Kaibito Plateau (Abb. 9 C) sind Dünen sande weit verbreitet, für die als Liefermaterial der Navajo Sandstein dient. Die Dünen sande werden zusammen mit fluviatile Aufschüttungen mächtig genug, um das Kleinrelief teilweise zu nivellieren, das hier besonders in der differenziert aufgebauten Carmel Formation herauspräpariert worden ist.

Auf den schnittflächenartigen Oberflächenformen sind keine mächtigen Verwitterungsdecken entstanden. Die Gesteine zeigen unter subaerischen Bedingungen lediglich Lithosole, die je nach der petrographischen Beschaffenheit des Gesteins unterschiedlich gestaltet sind. Auch wo das Anstehende unter jungem Lockermaterial verborgen ist, zeigt es in Aufschlüssen ein frisches Erscheinungsbild.

Die Eigenschaften der Schnittflächen wie ausschließliche Ausbildung in weichen Substraten, selektive Modellierung von Resistenzunterschieden, Nichterfassung der Vulkanite in der Flächenbildung und Fehlen einer Verwitterungsdecke geben ein deutliches Zeugnis davon, daß sie keineswegs als klimageomorphologische Varianten innerhalb der dominierenden strukturangepaßten Formung verstanden werden dürfen. Dazu besteht auch wegen der fehlenden klimatischen Differenzierung kein Anlaß. Diese flächenhaften Formen verdanken ihre Existenz besonderen Lagebeziehungen (Ausstreichen weicher Substrate); sie entwickeln

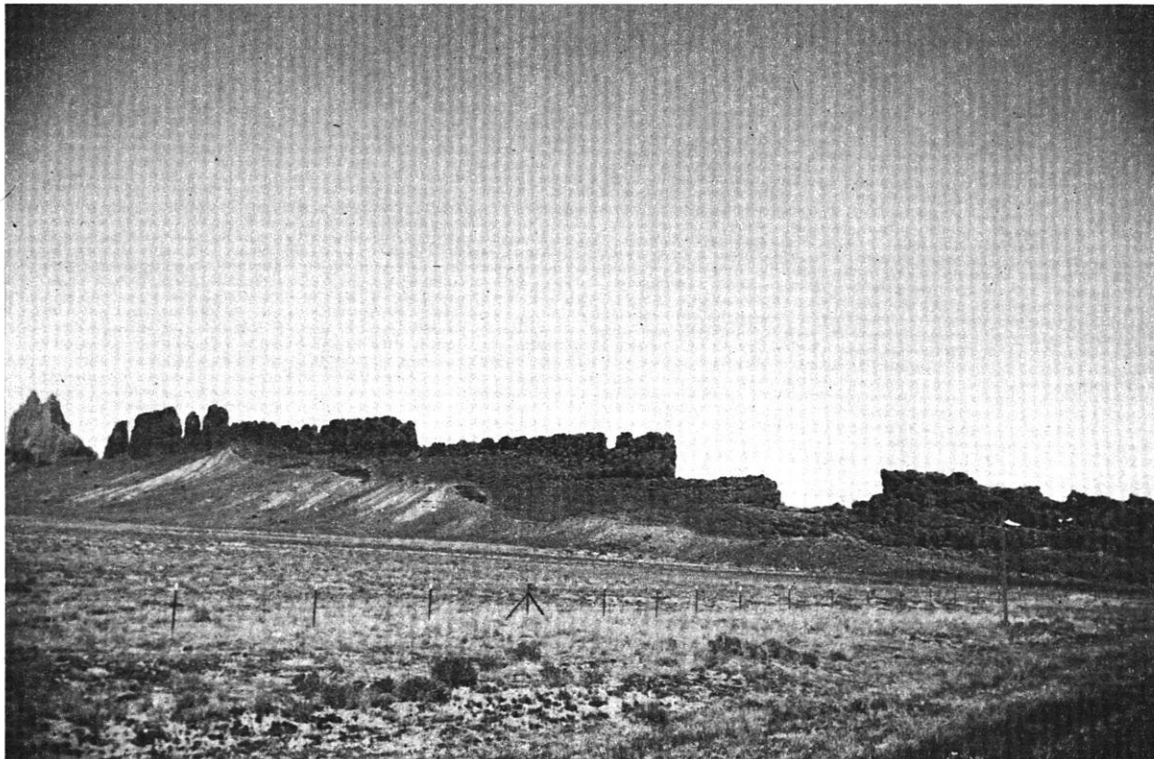


Photo 3: Gänge aus resistenten Vulkaniten treten aus der Fläche als Wände hervor. Der Shiprock liegt im linken Bildhintergrund. Die Fläche ist im Mancos Shale ausgebildet (Aufnahme: SCHMIDT 1978).

sich parallel mit den Strukturformen. Auch wo diese Oberflächenformen in weiterer Entfernung von der Vorflut liegen, was für das Beispiel der Fläche auf dem Kaibito Plateau zutrifft, dürfen diese nicht als Zeugen veränderter klimageomorphologischer Bedingungen interpretiert werden und damit als Reliefgeneration in einer klimagenetisch bedingten Abfolge in der Morphogenese, denn sie zeichnen sich durch dieselben Eigenschaften aus wie die vorflutnahen Beispiele. Auch für den Beweis der Existenz von Rumpfflächen im Rahmen der Hypothese einer zyklischen Entwicklung der Oberflächenformen dürfen diese Flächen nicht herangezogen werden.

Die Flächen sind immer integrierter Bestandteil der Schichtstufenlandschaft. Diese Meinung wird auch von LUCCHITTA (1980) vertreten, der bemerkt, daß die Schnittflächen (truncating surfaces) im nordwestlichen Arizona als Teile der Stufen und nicht als selbständige Formen gesehen werden sollten.

Die Fläche am Comb Wash (Abb. 9 A) liegt am Fuß der Comb Ridge, eines Schichtkamms, und geht über in die Schichtfläche des Cedar Mesa Sandsteins im Anstieg zur Monument Aufwölbung. Die Fläche am Deep Creek (Abb. 9 B) liegt im Vorland der Stufe im Salt Wash Sandstein, sie geht über in das strukturangepaßte Relief im Navajo Sandstein; im weiteren Verlauf des Profils liegt die Fläche in der Moenkopi Formation am Fuße der Stufe der resistenten Sandsteine der Glen Canyon Gruppe (Capitol Reef) und leitet über in eine strukturangepaßte Oberfläche im resistenten basalen Kalkstein der Moenkopi Formation und im Kaibab Kalkstein im weiteren strukturellen Anstieg nach Westen. Ebenso ist die Schnittfläche auf dem Kaibito Plateau nur ein kleiner, durch besondere Lagebeziehungen bedingter Abschnitt innerhalb der weitgespannten Schichtfläche im Navajo Sandstein, die im Vorland der Black Mesa liegt und die zu den Echo Cliffs zugehörige Stufenfläche darstellt.

Die beschriebenen Schnittflächencharakter tragenden Oberflächenformen kann man in der Tat als *Arabesken* im Rahmen der generell strukturbestimmten Formung bezeichnen.

### 3.2 Auflagerungsflächen von tertiären Decksedimenten

Während die unter subärischen Bedingungen oder nur unter relativ geringmächtiger quartärer Lockersedimentbedeckung vorkommenden Flachreliefformen auf Grund der vorgelegten Befunde nicht als Rumpfflächen gedeutet werden dürfen, weder im klimageomorphologischen noch im zyklentheoretischen Sinne, können unter den z.T. sehr mächtigen tertiären Decksedimenten echte Rumpfflächen erwartet werden.

In den während der Laramischen Phase angelegten Beckenzonen sind zwar bis über 1000 m mächtige Tertiärsedimen-

te erhalten, doch ist die Abfolge der Sedimentgesteine hier vielfach kontinuierlich vom älteren Mesozoikum über die Oberkreide bis in das Alttertiär. Die Becken wurden in Zusammenhang mit und in der Zeitspanne nach der Laramischen Phase mit dem Abtragungsmaterial der Aufwölbungszonen verfüllt. Das gilt für das San Juan Becken im Südosten des Colorado Plateaus ebenso wie für das Uinta und Piceance Becken im Nordwesten und Nordosten, wo die weitflächigsten Verbreitungsgebiete von tertiären Sedimenten liegen (vgl. Karte 1). Längere Zeiten von Sedimentationsruhe und damit verbundene bedeutende Abtragungsintervalle hat es innerhalb der Aufschüttung der Bekkensedimente kaum gegeben. Insofern können Anhaltspunkte über die morphodynamischen Bedingungen, die während des Tertiärs herrschten, aus diesen Sedimenten nur indirekt über ihre sedimentologischen und petrographischen Eigenschaften gewonnen werden. Die Liefergebiete der in den Becken abgelagerten Sedimente haben seit der Frühphase der Abtragung ihr Erscheinungsbild entscheidend verändert und zeigen keine Zeichen der früheren Abtragungsbedingungen mehr.

Um direkte *Indizien über die morphodynamischen Bedingungen* auf dem Colorado Plateau *während des Tertiärs* zu erhalten, würden sich als günstige Beispielgebiete solche Räume anbieten, die während eines längeren Zeitraums des Tertiärs Abtragungsareale waren, und wo dann die entstandenen Oberflächenformen unter einem tertiären Decksediment konserviert wurden. Solche Gebiete sind im Navajo Stufenland unter der Bedeckung des Chuska Sandsteins und der Bidahochi Formation (Karte 1, Abb. 10) vorhanden. Die Untersuchung der unter den Decksedimenten erhaltenen Oberflächen eröffnet die Möglichkeit, über die Analyse des Reliefs dieser Oberflächen, die Analyse der auf ihnen erhaltenen Verwitterungsprodukte und der ihnen auflagernden Sedimente entscheidende Informationen darüber zu erhalten, welchen morphodynamischen Bedingungen sie ihre Entstehung verdanken. Mit Hilfe dieser Information kann dann auch die Frage geklärt werden, ob diese *konservierten Oberflächenformen* eigenständige Reliefgenerationen darstellen. Das würde der Fall sein, wenn die zu sammelnden Informationen darauf hindeuten, daß die Oberflächen unter prinzipiell anderen als den heute vorherrschenden klimageomorphologischen Bedingungen entstanden sind, und es sich bei ihnen um echte Rumpfflächen handelt, die sich von der geologischen Struktur unbeeinflusst zeigen und noch Anzeichen einer intensiven, unter feuchteren Bedingungen entstandenen Verwitterung tragen.

#### 3.2.1 Die Reliefentwicklung in den Chuska Mountains

##### 3.2.1.1 Lage und geologischer Aufbau

Die Chuska Mountains liegen an der Grenze zwischen dem nordöstlichen Arizona und dem nordwestlichen New Mexico. Sie bilden ein in nordwestlicher Richtung streichendes, langgestrecktes Hochland von etwa 100 km Länge und



15 km Breite (Abb. 10). Die Chuska Mountains steigen zu einer Hochfläche mit sanften Formen empor, deren Höhenlage sich um 2750 m NN bewegt (vgl. Karte 2). Der Hochfläche sind einige Erhebungen vulkanischen Ursprungs aufgesetzt, von denen der Roof Butte im Nordosten mit 2990 m NN die höchste ist. Sonst ist das Relief auf der Hochfläche ausgeglichen mit Höhenunterschieden von nicht über 100 m. Auf der Hochfläche befinden sich zahlreiche flache, geschlossene Hohlformen mit Durchmessern zwischen wenigen Zehnern von Metern und mehreren Hundert Metern. Die Hohlformen enthalten Seen oder Feuchtgebiete.

Die Chuska Mountains liegen als topographische Barriere 600 m höher als das Defiance Plateau im Westen und mehr als 1000 m höher als das Chaco Valley und das San Juan

Becken im Osten. Die Höhendifferenz zum Chinle Valley, das westlich des Defiance Plateaus die Subsequenzzone im Vorland der Black Mesa durchzieht, beträgt ebenfalls mehr als 1000 m. Nach Norden werden die Chuska Mountains von den Carrizo Mountains durch das Red Rock Valley abgetrennt (vgl. Abb. 10).

Die Chuska Mountains werden aufgebaut vom *Chuska Sandstein*, dem Erosionsrest eines, wie an den isolierten Vorkommen abseits der zusammenhängenden Verbreitung zu erkennen ist, früher weiter ausgedehnten, flach lagernen tertiären Sedimentgesteins, das an vielen Stellen von Vulkaniten intrudiert und bedeckt worden ist. Der Chuska Sandstein überlagert diskordant unterschiedliche mesozoische Schichtkomplexe (Karte 2, Abb. 11), die im Bereich der *East Defiance Monoklinale*, der Flexur im Übergang

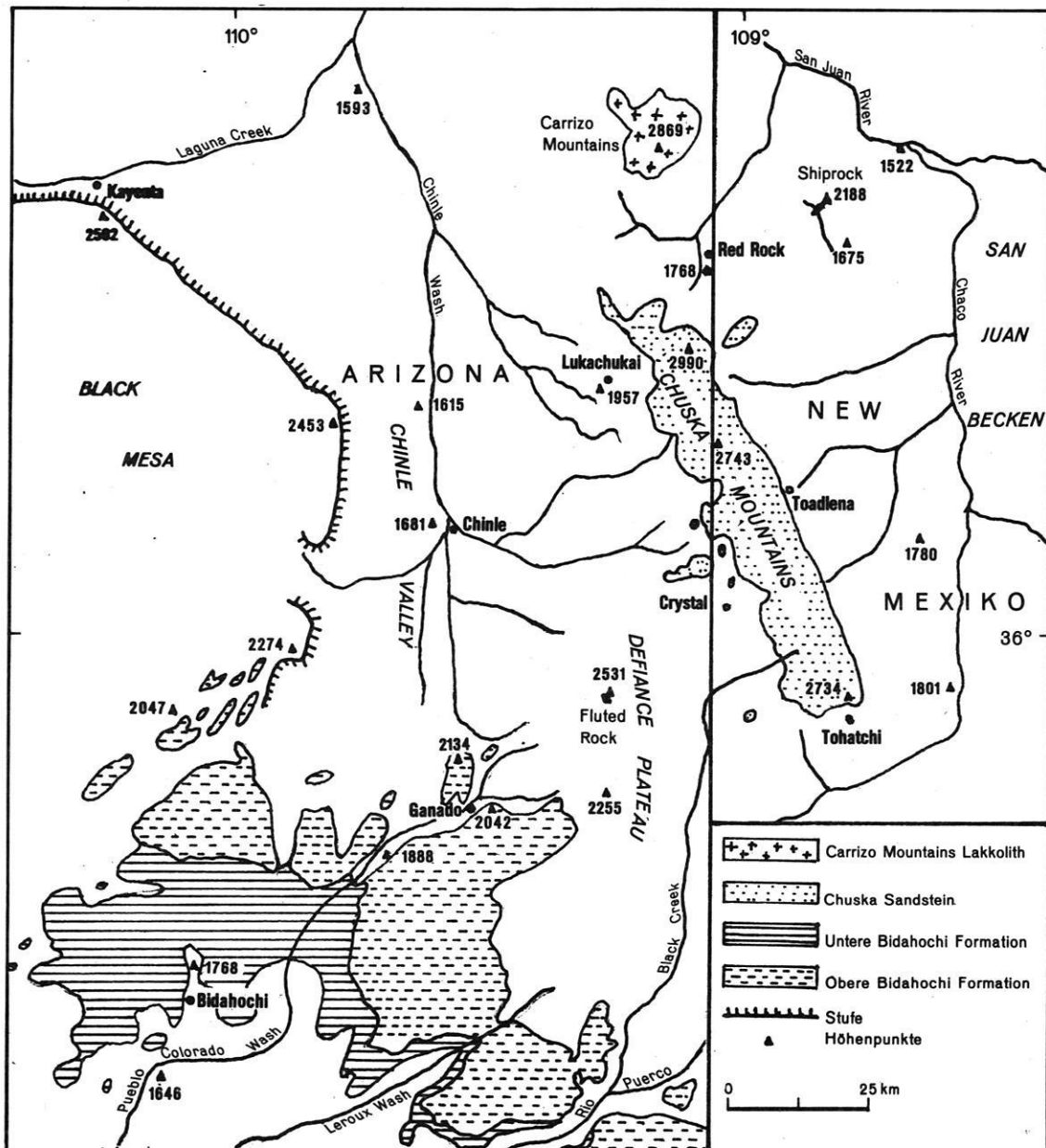
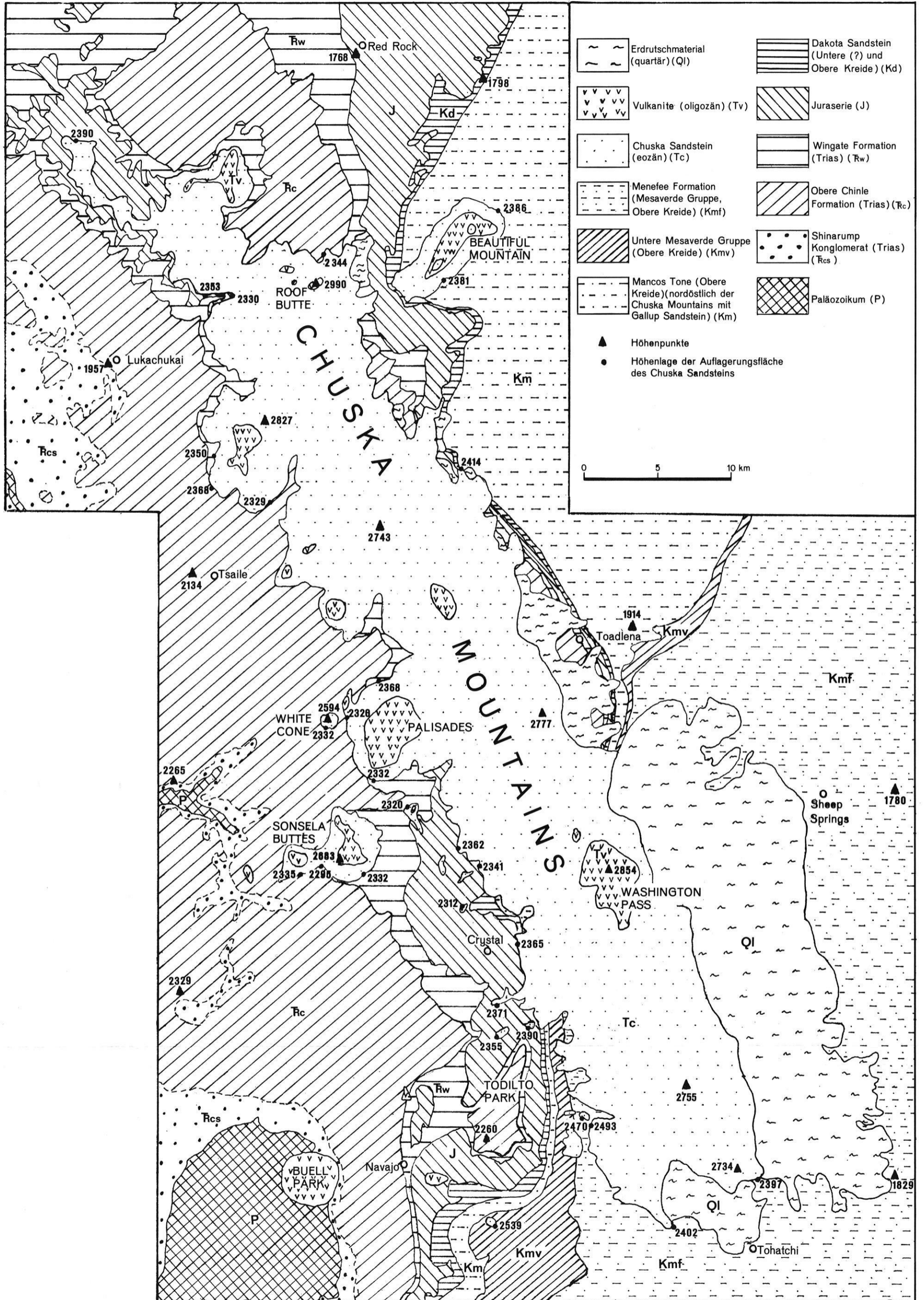


Abb. 10: Lageskizze des Chuska Sandsteins und der Bidahochi Formation.



vom San Juan Becken zur Defiance Aufwölbung, Schichtneigungen von über 60° erreichen. Die Flexur wird im Kartenbild (Karte 2) durch die dichte Scharung der Schichten offenbar. Zwischen Toadlena und dem Todilto Park zieht die Monoklinale unter dem Tertiär hindurch. Zu den vom Chuska Sandstein überlagerten mesozoischen Sedimenten gehören die hangenden Teile der Chinle Formation, der Wingate Sandstein, die gesamte jurassische Serie sowie der Dakota Sandstein, die Mancos Tone und die Mesaverde Gruppe aus der Oberkreide (Karte 2, Tab. 1.6 und 1.7).

Der Chuska Sandstein ist geologisch von WRIGHT (1956) und REPENNING, LANCE & IRWIN (1958) bearbeitet worden. Er hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von etwa 300 m; besonders mächtig wird er unter dem Schutz der Vulkanite; am Roof Butte wird die maximale Mächtigkeit mit fast 580 m erreicht, aber auch hier sind Teile des Sandsteins vor der vulkanischen Phase erodiert worden. Der Chuska Sandstein ist äolischen Ursprungs, nur die basalen Teile zeigen fluviale Merkmale<sup>9</sup>. Der fluviale Teil des Chuska Sandsteins wird um 70 m mächtig. Der äolische Teil des Chuska Sandsteins besteht aus weißen bis gelblichen, feinen bis mittelkörnigen, kreuzgeschichteten Sanden mit stark überwiegendem Quarzanteil. Es fehlen tonige, siltige oder konglomeratische Zwischenlagen. Der Medianwert der Sande liegt zwischen 0,14 und 0,3 mm bei einem durchschnittlichen Wert von 0,21 mm (WRIGHT 1956). Der Sortierungskoeffizient<sup>10</sup> schwankt zwischen Werten von 1,09 bis 1,28 mit einem durchschnittlichen Wert von 1,16. Die Kreuzschichtung weist auf eine Ablagerung durch südsüdwestliche Winde hin.

Der fluviale Teil zeigt eine heterogenere Korngrößenzusammensetzung mit erheblichen Anteilen von Ton und Schluff. An seiner Basis liegt ein Konglomerat aus gut gerundeten Schottern. Widersprüchliche Angaben existieren über die Fließrichtung der Gewässer, die die fluvialen Sedimente ablagerten. REPENNING, LANCE & IRWIN (1958) nehmen auf Grund der Kreuzschichtung eine südliche Fließrichtung an, eine Auffassung, die auch von BLAGBROUGH (1967) übernommen wird. COOLEY et al. (1969) weisen lediglich darauf hin, daß die Gewässer keinen Bezug zum heutigen Flußsystem hatten.

Das basale Konglomerat der fluvialen Schichten enthält als Schotter Quarz, Quarzit und lokale Sandsteine sowie untergeordnet verkieseltes Material und versteinertes Holz. Die Zusammensetzung der Schotter läßt nach WRIGHT

(1954) nur ein westliches Liefergebiet zu. Sie sind z.T. wieder aufgearbeitete Schotter aus Konglomeraten der Chinle Formation, die nur westlich der Chuska Mountains ansteht.

Bei den Feldarbeiten konnte in einem Aufschluß östlich des Todilto Park, wo das basale Konglomerat angeschnitten war, neben Quarziten und verkieseltem Material auch ein Granit gefunden werden. Das Konglomerat liegt hier auf den Menefee Schichten der Mesaverde Gruppe. Selbst wenn der in den Schottern vorgefundene Granit nicht aus den südwestlich der Chuska Mountains gelegenen wenigen lokalen Ausstrichstellen von präkambrischen Gesteinen stammen sollte, stehen doch nur westlich und südwestlich der Fundstelle Konglomerate an, aus denen die Schotter wieder aufgearbeitet worden sein könnten. Granite werden als Bestandteile der mesozoischen Konglomerate in der geologischen Literatur nur selten erwähnt. WITKIND & THADEN (1963) sprechen bei der Behandlung des Shinarump Konglomerats der Chinle Formation von sehr geringen Anteilen von Graniten. Das Shinarump Konglomerat hätte als Lieferquelle bei der Aufschüttung des fluvialen Teils des Chuska Sandsteins im Südwesten zur Verfügung gestanden. Ein westwärtiger Verlauf, der von REPENNING & IRWIN (1954) wegen der Häufung von Quellen an der Westseite der Chuska Mountains angenommen wird, kommt nicht in Frage, da zudem ein Fehlen von Quellen an der Ostseite wohl eher durch die dort sehr mächtigen Erdrutschdecken zu erklären ist. Flüsse aus westlicher bis südwestlicher Richtung haben die Schotter an ihre heutige Position transportiert. Für eine ostwärts gerichtete Entwässerung spricht auch der Befund, daß das San Juan Becken während des älteren Tertiärs durchgehend Sedimentationsgebiet war und als Vorflut dieser Gewässer fungiert haben kann.

Der Chuska Sandstein ist unterschiedlich stark verfestigt, wobei der fluviale Teil im Durchschnitt schwächer zementiert ist. Die wichtigsten Zementierungsmaterialien sind Chaledon, Opal, Kalziumkarbonat und stellenweise Heulandit. Die Verfestigung erfaßt jeweils Bänke von 10 bis 15 m Mächtigkeit mit zwischengelagerten lockeren Partien ähnlicher Mächtigkeit. Das führt an den Hängen der Chuska Mountains zu einer Abfolge von Leisten und weniger steilen Hangteilen. Durch die gravitative Verlagerung besonders der wenig verfestigten Schichten hangabwärts ist der basale Kontakt des Chuska Sandsteins nur selten aufgeschlossen. An fast der gesamten Ostflanke der Berge ist er unter Erdrutschmaterial verborgen (Karte 2). Die Rutschungen erfolgten auf den wenig verfestigten Sandsteinen und den den Chuska Sandstein hier unterlagernden kretazischen Tongesteinen wahrscheinlich während des Pleistozäns (WATSON & WRIGHT 1963).

### 3.2.1.2 Das Alter des Chuska Sandsteins

Das Alter des Chuska Sandsteins wurde in der älteren Literatur mit pliozän oder miozän angegeben (WRIGHT 1956,

<sup>9</sup> Der basale Teil des Chuska Sandsteins wurde von WRIGHT (1954, 1956) Deza Formation genannt. Diese Differenzierung wurde im geologischen Schrifttum jedoch nicht übernommen, da die Grenze zwischen den beiden Teilen des Chuska Sandsteins fließend ist.

<sup>10</sup> Der Sortierungskoeffizient wurde neu berechnet nach 
$$S_o = \sqrt{Q_1 / Q_3}$$

REPENNING, LANCE & IRWIN 1958, BLAGBROUGH 1967, COOLEY et al. 1969). Auf der Grundlage der Reliefbeziehungen und der Erosionsgeschichte vermuten AKERS et al. (1971) ein höheres Alter. Mit der Datierung der Magmatite durch NAESER (1971) und andere Autoren (vgl. Tab. 3) auf ein mittel- bis oberoligozänes Alter war zugleich ein Mindestalter für den Chuska Sandstein festgelegt. Eine Betrachtung der Geschehensabläufe während und vor der vulkanischen Phase erlaubt eine nähere Beurteilung des Alters des Sandsteins.

Die *Vulkanismuserscheinungen in den Chuska Mountains* sind von APPLEORN & WRIGHT (1957) beschrieben worden. Die Geschichte der Förderschloten verlief in übereinstimmender Weise. Zunächst wurde pyroklastisches Material in zahlreichen phreatischen Explosionen gefördert. In einer zweiten, ruhigeren Phase kam es zu Extrusionen zähflüssiger Lava und zur Intrusion von Ganggesteinen. Die Magmatite bestehen in der Hauptsache aus Minette und Trachytbasalt als Ergußgesteinsäquivalent. Der Vulkanismus trat ein, als sich im Chuska Sandstein bereits ein erhebliches Relief entwickelt hatte (Abb. 11), und die Zementierung des Sandsteins bereits erfolgt war. Letzteres konnte bei den Geländearbeiten bestätigt werden, als in der Nähe des Washington Pass mit Chalzedon verfestigter Chuska Sandstein als Xenolith gefunden wurde.

Daß zwischen der Ablagerung des Chuska Sandsteins und der Phase der vulkanischen Aktivität beträchtliche Zeiträume verstrichen sein müssen, konnte an einem Aufschluß westlich des Washington Pass an der Nordseite des Crystal Wash deutlich abgelesen werden. Hier ist eine bisher in der Literatur noch nicht beschriebene *Talfüllung* in einer Höhenlage von 2530 m NN aufgeschlossen, die eine Mächtigkeit von fast 100 m erreicht, deren basale Teile dabei im Aufschluß noch nicht einmal angeschnitten sind. Die Hänge des im Chuska Sandstein ausgebildeten Tales sind mit Neigungen über 30° sehr steil. Die Füllung setzt sich zusammen aus pyroklastischem und fluvial abgelagertem Material. Auf fluviale Ablagerung lassen die Kreuzschichtung und kleinere Diskordanzen innerhalb der die Füllung aufbauenden Schichten und die Ausbildung kleiner wiederverfüllter Rinnen schließen. Die fluvialen Ablagerungen bestehen aus umgelagertem Chuska Sandstein und Tuffen und sind im allgemeinen gut sortiert. Zwischengelagert sind für eine mehr chaotische Struktur der Füllung sorgende Lapilli und größere Lavablöcke mit nach oben zunehmender Häufigkeit. Den oberen Abschluß der Füllung bildet dann rein vulkanisches Material.

Als im Rahmen der Fragestellung besonders bedeutsam kann die Beobachtung interpretiert werden, daß sich an Schichtgrenzen und Diskordanzen zwischen den fluvialen Aufschüttungskörpern mehrere Böden gebildet haben, ein Hinweis darauf, daß die Füllung der Hohlform recht lange Zeiträume umfaßt haben muß. In einer röntgenographischen Analyse des Tonmineralbestandes eines Bodens aus dem unteren Teil der Talfüllung (Probe 64, Tab. 6) wurden

Montmorillonit als Hauptbestandteil und Illit in geringen Mengen festgestellt. In der Probe ist auch Heulandit enthalten.

Ähnliche Talfüllungen jedoch ohne die Erwähnung von Böden werden von APPLEORN & WRIGHT (1957) von mehreren weiteren Lokalitäten beschrieben. An den Palisades hat ein prävulkanisches Tal von etwa 1600 m Breite bestanden, das tief in den Chuska Sandstein und darüber hinaus in unterlagernde mesozoische Schichten eingeschnitten war und in westlicher Richtung entwässerte. Die Oberfläche unter der vulkanischen und fluvialen Verfüllung hat an den Palisades eine Reliefenergie von mehr als 350 m.

Südwestlich der Palisades liegen die Sonsela Buttes, ein von der Hauptmasse der Chuska Mountains abgetrennter Erosionsrest. Das subvulkanische Relief ist hier weniger stark zerschnitten, in einer Abfolge von Hügeln und Tälern zeigen sich lokale Reliefunterschiede von nicht über 60 m. Die Höhenlage des subvulkanischen Reliefs nimmt generell von Osten nach Westen von Höhen um 2600 m auf solche um 2500 m NN ab.<sup>11</sup> Das Relief dachte sich mithin in westlicher Richtung ab. Überhaupt scheint das subvulkanische Relief und das zugehörige Gewässernetz eine ähnliche Ausrichtung wie heute gehabt zu haben. Einen Hinweis darauf, daß die Chuska Mountains damals wie heute eine Wasserscheide dargestellt haben, ergibt sich aus dem Befund, daß am Washington Pass neben der oben beschriebenen westwärts gerichteten Talfüllung an der Ostseite der Chuska Mountains eine ostwärts gerichtete Füllung vorhanden ist (APPLEORN & WRIGHT 1957: 447).

Obwohl das Ausmaß der *prävulkanischen Erosion* und die mit dem Vulkanismus in Zusammenhang stehende Wiederverfüllung des Reliefs seit längerer Zeit bekannt sind, ist diesen Erscheinungen in der Literatur nie der stratigraphisch-chronologische Stellenwert beigemessen worden, der ihnen ganz offensichtlich zukommt. Die Geländebeobachtungen weisen deutlich darauf hin, daß zwischen der Ablagerung des Chuska Sandsteins und den Eruptionen der zähflüssigen Lava als letztem Stadium der vulkanischen Aktivität lange Zeiträume gelegen haben müssen. Es kann mit dem folgenden Ablauf der Ereignisse gerechnet werden (vgl. Abb. 11). Nach der Sedimentation des Chuska Sandsteins folgte eine Erosionsphase, die vor allem die hängenden Teile des Sandsteins, stellenweise aber auch das Mesozoikum erfaßte und für ein ausgeprägtes Relief sorgte, das unter vulkanischem Verschüttungsmaterial konserviert ist.

11 Von APPLEORN & WRIGHT (1957) wird ein westlich der Sonsela Buttes auf eine subvulkanische Oberfläche von 2310 m Höhe laufender Lavaerguß erwähnt, der als weiterer Hinweis auf ein sich westwärts abdachendes subvulkanisches Relief herangezogen werden könnte. In der jüngeren Literatur ist dieses Vorkommen jedoch als Lagergang ausgewiesen (AKERS et al. 1971) und kann deswegen in diesem Sinne nicht mehr interpretiert werden.

Während dieser Erosionsphase muß eine totale *Umkehrung der großräumigen Reliefverhältnisse* erfolgt sein. War das Gebiet der Chuska Mountains vorher ein Sedimentationsbecken für den mächtigen Chuska Sandstein gewesen, so führen die verfüllten prävulkanischen Täler vom Scheitel der Chuska Mountains nach Westen und Osten. An den Flanken des Berglandes müssen mehrere Hundert Meter von tertiärem und mesozoischen Gestein abgetragen worden sein.

Hinweise auf die Höhenlage der prävulkanischen Oberfläche außerhalb des engeren Gebiets der Chuska Mountains geben die Höhenlage von extrusiven und intrusiven Magmatiten. Der Fluted Rock (Abb. 10), ein vulkanischer Schlot, liegt mit seiner Spitze in einer Höhenlage von 2530 m NN. Die zugehörige Landoberfläche wird noch etwas höher gelegen haben. Die Auflagerungsfläche des Lavaergusses vom Zilditloi Mountain südwestlich des Todilto Park erreicht eine Höhe von etwa 2500 m NN. Beide Höhen liegen erheblich niedriger als die maximalen Höhen der Auflagerungsfläche in den zentralen Chuska Mountains, 2680 m an den Palisades oder 2750 m NN am Washington Pass<sup>12</sup>.

Nordöstlich der Chuska Mountains erreicht der vulkanische Schlot des Shiprock eine maximale Höhe von 2188 m NN. Die zugehörige Landoberfläche wird zwar eine größere Höhe eingenommen haben, die Höhenunterschiede zur subvulkanischen Oberfläche in den Chuska Mountains dürften dennoch ganz erheblich gewesen sein, besonders wenn man die Höhenlage von 2900 m NN in den nordöstlichen Chuska Mountains am Roof Butte heranzieht.

Nach der Erosionsphase kam es zur *Wiederverfüllung der Täler*, die in Zusammenhang mit der beginnenden vulkanischen Aktivität und der Zufuhr von pyroklastischem Material stehen dürfte. Die Verschüttung der Täler war von einigen Stillstandsphasen unterbrochen, wie an den Bodenbildungen abzulesen ist. Die Lavaergüsse breiteten sich dann über ein ausgeglichenes, sanftes Relief aus.

Da der *Vulkanismus* ein *mittel- bis oberoligozänes Alter* hat, ist auf Grund der oben geschilderten, aus den Geländebefunden abzuleitenden Abfolge der Ereignisse, zu deren Vollendung jeweils lange Zeiträume notwendig waren, für die Ablagerung des *Chuska Sandsteins* eher ein *eozänes* als ein *oligozänes Alter* vorzusetzen.

### 3.2.1.3 Die Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins und ihre Eigenschaften

Vor der näheren Betrachtung der Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins sei zunächst ihre Position innerhalb der in der geomorphologischen Literatur vorgenommenen Oberflächensystematik<sup>13</sup> beleuchtet. Die Prä-Lava-Oberfläche (Abb. 11) entspricht der Valencia Oberfläche COOLEYs (COOLEY et al. 1969) (vgl. Tab. 4). Sie ist im

strengen Sinne weder eine Erosionsoberfläche noch gar eine Rumpffläche, sondern eine Aufschüttungsfläche, die durch die Verschüttung von Reliefunebenheiten mit fluvialen und pyroklastischem Material ein ausgeglichenes Relief erhalten hat. Die stärker reliefierte prävulkanische Oberfläche wird von COOLEY (1958), COOLEY & AKERS (1961) und COOLEY et al. (1969) nicht erwähnt. Eine neue Systematik der im Gelände festzustellenden fossilisierten Oberflächen zeigt Tabelle 5 (vgl. auch Abb. 11).

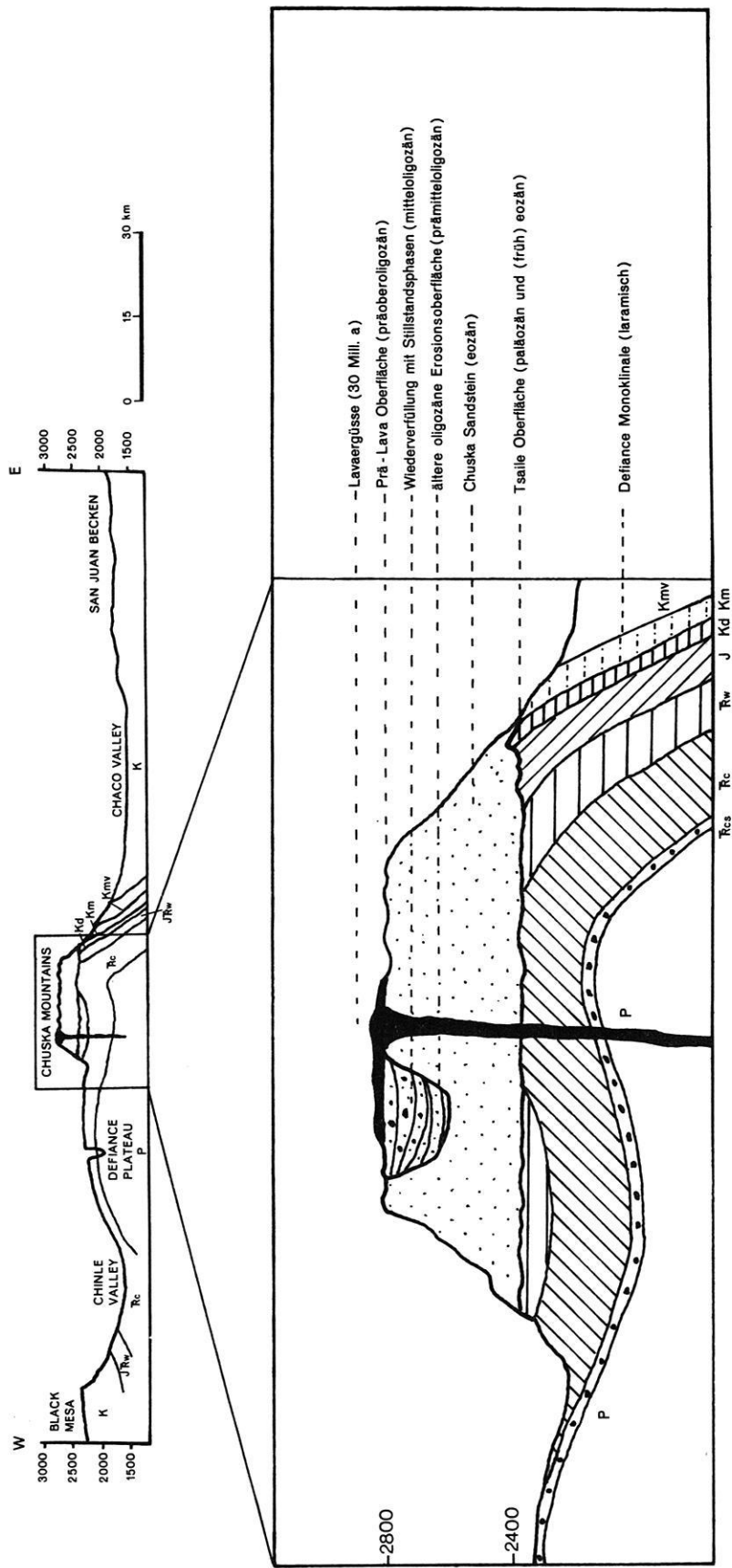
Die Prä-Lava-Oberfläche ist älter als die zweite Phase des Vulkanismus und erhält mithin ein oligozänes Alter. Die *prävulkanische Oberfläche* ist älter als die erste Phase des Vulkanismus und ist deswegen als prämitteloligozän einzustufen. Sie wird als *ältere oligozäne Erosionsoberfläche* bezeichnet. Sie ist gekennzeichnet durch starke kleinräumige Reliefunterschiede, Täler mit steilen Hängen, die z.T. mehrere Hundert Meter tief eingeschnitten sind. Das die damalige Oberfläche bildende Gestein ist an den Talflanken frisch und unverwittert. Es ergeben sich keine Anzeichen für intensive oder auch nur stärkere chemische Verwitterung. Für die Zeit der Ausbildung dieser Oberfläche dürfen keine die Genese von Rumpfflächen fördernden morphodynamischen Bedingungen angenommen werden.

Die *Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins* wurde von COOLEY (1958) *Tsaile Oberfläche* (Tsaile surface) genannt. Die Tsaile Oberfläche kappt die laramischen Strukturen (Abb. 11). Damit ist eine untere zeitliche Grenze ihrer Entstehung gegeben. Nach der im letzten Kapitel vorgenommenen Einstufung des Chuska Sandsteins (Eozän) als obere Zeitmarke erhält sie ein (*früh*)*eozänes bis paläozänes Alter*.

Die Tsaile Oberfläche zeigt keinen Bezug zum heutigen Relief. Sie ist der isolierte Rest einer Landoberfläche, die mit der Erosion des Chuska Sandsteins und unterlagernder Schichten weitgehend aufgezehrt worden ist. Bei der Diskussion der Herkunft der basalen Schotter des Chuska Sandsteins (vgl. 3.2.1.1) war festgestellt worden, daß Gewässer aus westlicher bis südwestlicher Richtung für deren Aufschüttung verantwortlich gewesen sein müssen. Die

12 Der Fluted Rock befindet sich zudem auf dem Scheitel der Defiance Aufwölbung, und es ist nicht ausgeschlossen, daß er eine postintrusive Anhebung erfahren hat. Daß postlaramische Bewegungen des Untergrundes auf dem Colorado Plateau stattgefunden haben, konnte an anderer Stelle nachgewiesen werden (SCHMIDT 1984).

13 Es wird hier der eher neutrale Begriff "Oberfläche" gewählt, da mit dem Begriff Fläche oder gar Rumpffläche in der deutschen Geomorphologie ganz andere Assoziationen verbunden sind als in der amerikanischen Literatur mit dem Begriff 'erosion surface'. Eine 'erosion surface' kann durchaus ein gewisses Relief besitzen. Sie stellt lediglich eine Oberfläche dar, die die unterlagernden Strukturen schneidet, im stratigraphischen Sinne eine Diskordanz.



**Stratigraphische Bezeichnungen:**

- |     |                  |    |                   |     |                       |
|-----|------------------|----|-------------------|-----|-----------------------|
| K   | jüngste Kreide   | Kd | Dakota Sandstein  | Rc  | Chinle Formation      |
| Kmv | Mesaverde Gruppe | J  | Jurasserie        | Rcs | Shinarump Konglomerat |
| Km  | Mancos Shale     | Rw | Wingate Sandstein | P   | Paläozoikum und älter |

Abb. 11: Halbschematisches Profil der Chuska Mountains.

Tab. 5: Systematik der Oberflächen in den Chuska Mountains und im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation.

Oberfläche	Alter	Bemerkungen
Zuni Oberfläche	pliozän	Aufschüttungsfläche, unterlagert die mittlere und obere Bidahochi Formation
Hopi Buttes Oberfläche	miozän	Beckenfläche, Auflagerungsfläche der unteren Bidahochi Formation
Prä-Lava Oberfläche (Valencia Oberfläche COOLEYs)	oligozän	Aufschüttungsfläche, älter als die zweite Phase des Vulkanismus in den Chuska Mountains
Ältere oligozäne Erosionsoberfläche (prävulkanische Oberfläche)	prämitteloligozän	stark reliefierte Oberfläche, älter als die frühe Phase des Vulkanismus in den Chuska Mountains
Tsaile Oberfläche	(früh) eozän bis paläozän	Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins

Gewässernetzausrichtung zeigte keinen Bezug zum heutigen Gewässernetz.

Die Untersuchung der Tsaile Oberfläche als Relikt einer alttertiären Landoberfläche eröffnet die Möglichkeit, Anhaltspunkte über die morphodynamischen Bedingungen zu jener Zeit zu erhalten und darüber die im Rahmen dieses Abschnitts zentrale Fragestellung zu beleuchten (vgl. 3.2), ob sich im Laufe des Tertiärs die klimageomorphologischen Bedingungen prinzipiell verändert haben und sich in der alten Landoberfläche eine eigenständige Reliefgeneration in Form einer echten Rumpffläche konserviert hat. Zwei Wege der Analyse sollen besprochen werden. Zunächst werden die geomorphologischen Eigenschaften der Tsaile Oberfläche untersucht. Im Anschluß daran werden auf der alten Landoberfläche erhaltene *Verwitterungsreste* sowie die basalen Teile des Chuska Sandsteins bodenkundlich und sedimentologisch, insbesondere tonmineralogisch untersucht.

Die Tsaile Oberfläche schneidet an vielen Stellen diskordant über die laramischen Strukturen hinweg. Nach COOLEY (1958: 147) ist die Tsaile Oberfläche "essentially flat in most areas". Nur lokal seien Unregelmäßigkeiten in Form von kleineren Rinnen von etwa 5 m Tiefe ausgebildet, die mit dem basalen fluvialen Konglomerat ausgefüllt sind. WRIGHT (1954, 1956) weist darauf hin, daß das Lokalrelief der Auflagerungsfläche am Todilto Park (vgl. Karte 2) Höhenunterschiede von ungefähr 15 m zeigt.

Die Höhenlage der Tsaile Oberfläche schwankt zwischen 2295 m NN an den Sonsela Buttes und 2539 m NN südlich des Todilto Park. Im allgemeinen bewegen sich die Höhenlagen zwischen 2300 und 2400 m NN (Karte 2).<sup>14</sup> Die einzelnen Höhenmeßpunkte erlauben keine Konstruktion von Höhenlinien oder eines gleichgerichteten Gefälles der alten Landoberfläche. Im Norden und Süden scheinen die

Höhen etwas größer zu sein als im zentralen Teil. Die größten Höhen liegen im Süden in der Nähe des Todilto Park entlang der East Defiance Monoklinale im Bereich des Ausstreichens der resistenten Mesaverde Sandsteine. Die hier nur geringmächtigen Sandsteinpartien, die mit Ausnahme des Gallup Sandsteins meist nur wenige Meter mächtig werden, bilden unter der Bedeckung des Chuska Sandsteins Schichtkämme. Die Schichtkämme werden auch von WRIGHT (1954, 1956: Plate 1) erwähnt. Das Kleinrelief in dieser fossilisierten Kammlandschaft weist nach den Messungen Höhenunterschiede von über 20 m auf. Größere Höhen der Kämme sind wegen der geringen Mächtigkeit der Kammbildner nicht zu erwarten. Die Auflagerungsfläche ist südlich von Toadlena, wo die East Defiance Monoklinale unter dem Chuska Sandstein verschwindet, ebenfalls sehr unruhig reliefiert.

An der Westseite der Chuska Mountains wurden an mehreren Stellen im Bereich des Kontaktes zwischen dem Chuska Sandstein und den unterlagernden mesozoischen Schichten Proben genommen. Diese wurden im Labor insbesondere auf ihren *Tonmineralegehalt* hin röntgenographisch untersucht (Tab. 6). Die Proben stammen aus den basalen Partien des Chuska Sandsteins, aus dem anstehenden Mesozoikum im Niveau der Auflagerungsfläche und

<sup>14</sup> Die Angaben in Karte 2 über die Höhenlage der Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins basieren auf den Zahlen von WRIGHT (1956, Plate 3), auf eigenen Geländemessungen mit einem Höhenmesser und ergänzend aus der Auswertung von Kartenmaterial, wo diese eine eindeutige Festlegung zuließen. Die Höheneinmessung des basalen Kontaktes des Chuska Sandsteins ist im Gelände nur an wenigen Stellen möglich, da der Kontakt meist durch gravitativ verlagerten Schutt aus den nicht verfestigten Schichten des Chuska Sandsteins verdeckt wird. An fast der gesamten Ostflanke der Chuska Mountains ist die Auflagerungsfläche, von Erdrutschmaterial überzogen, nicht auffindbar.

Tab. 6: Ergebnisse der röntgenographischen Analyse von Proben aus den Chuska Mountains.

(+) Spuren  
 + deutlich vertreten  
 ++ stark vertreten  
 Bei den Tonmineralen ist deren prozentualer Anteil angegeben.

Nr.	Entnahmeort	Lage im Profil	Montmorillonit	Illit	Kaolinit	Kalzit	Feldspäte	Quarz	Besonderheiten
56	östlich vom White Cone	angewitterter Owl Rock Sandstein 20 cm unter Kontakt	25	75	-	+	-	++	-
57	"	50 cm unter Kontakt	-	100	-	-	-	++	-
58	"	basaler Chuska Sandstein	50	50	-	-	-	++	-
59	White Cone	Leiste im Owl Rock Sandstein	25	75	-	++	-	++	-
60	"	Sims im basalen Chuska Sandstein	-	100	-	++	-	+	Heulandit
61	östlich vom White Cone	basaler Chuska Sandstein, unverfestigt	90	10	-	-	+	+	-
62	Little White Cone	angewittertes Material, Rock Point Fazies der Wingate Formation, 5 cm unter Kontakt	90	5	5	-	-	+	-
63	Little White Cone	basaler Chuska Sandstein	100	-	-	-	-	+	Heulandit dominierend
64	Washington Pass	Boden in Talverfüllung	80	20	-	-	-	(+)	Heulandit
65	Todilto Park	angewitterte Menefee Formation	90	5	5	-	+	+	-

aus Schichten bis zu etwas mehr als einem Meter unterhalb des Kontaktes. Die Auflagerungsfläche selbst und das Substrat unmittelbar unterhalb des Kontaktes im Bereich der fossilen Bodenbildungszone haben die Wirkungsweise der damaligen Verwitterungsprozesse konserviert, die basalen Partien des Chuska Sandsteins dürften die Tonminerale enthalten, die im Liefergebiet des Sandsteins in der Nachbarschaft der heutigen Lagerstätte vorzufinden waren.

Schon makroskopisch wirkt die Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins sehr frisch. Am White Cone und südlich des White Cone (Karte 2) sind wenige Dezimeter unterhalb des Kontaktes resistente, mit Kalziumkarbonat verfestigte, nur wenige Zentimeter dicke Leisten in der Owl Rock Fazies der Chinle Formation über weite Strecken bei fast horizontaler Schichtlagerung in frischem Zustand zu verfolgen. Eine solche Leiste in der Owl Rock Fazies am White Cone (Probe 59), die nur etwas mehr als einen Meter unterhalb des Kontaktes in 2332 m NN liegt, führte an Tonmineralen lediglich Montmorillonit und Illit mit Montmo-

rillonitdominanz. Den Hauptbestandteil stellten Quarz und Kalzit dar. Unmittelbar über dem Kontakt liegt an der gleichen Stelle im basalen Chuska Sandstein ein 10 bis 20 cm mächtiges Band aus grobkörnigem Sandstein (Probe 60). Es enthielt an Tonmineralen lediglich Illit. Reichlich vertreten sind Quarz, Kalzit und Heulandit, die das Verkittungsmaterial bilden. Heulandit, ein Zeolith, entsteht bevorzugt bei Vorhandensein von salzhaltigem Wasser.

Eine zweite Serie von Proben stammt aus einem Aufschluß östlich des White Cone in 2320 m NN. Hier ruht der Chuska Sandstein ebenfalls auf der Owl Rock Fazies der Chinle formation. In beiden Proben aus dem Liegenden (Probe 56 und 57, vgl. Tab. 6) bildet Quarz den Hauptbestandteil. Daneben treten als Tonminerale Illit (56, 57) und Montmorillonit (56) auf. Es ist schwer zu entscheiden, ob der Montmorillonit aus Probe 56, die dichter an der Tsaile Oberfläche liegt als Probe 57, ein Produkt der Verwitterungsprozesse während der Entstehung der Oberfläche ist oder ob er schon ursprünglich im Sediment vorhanden war.



Montmorillonit ist das dominierende authigene Tonmineral der Owl Rock Schichten in diesem Gebiet (SCHULTZ 1963, CADIGAN 1972). Als bedeutsam ist der Befund zu werten, daß sich in Probe 56 nur 20 cm unter der Tsaile Oberfläche Kalzit erhalten hat.

Ein verfestigter, weißer, grobkörniger Sandstein lagert hier der Tsaile Oberfläche direkt auf. An Tonmineralen sind Montmorillonit und Illit zu gleichen Teilen vertreten (Probe 58). Quarz ist der Hauptbestandteil<sup>15</sup>. Die Tonfraktion eines überlagernden, lockeren, weißen Sandes (Probe 61) zeigt einen dominierenden Montmorillonitanteil mit nur geringen Mengen Illit. In der Probe ist neben Quarz auch Kalifeldspat vertreten. Kalifeldspäte machen nach WRIGHT (1956) durchschnittlich 23% des Chuska Sandsteins aus. Die großen Mengen von Montmorillonit und das Vorkommen von Kalifeldspäten weisen auf das Vorhandensein dieser Minerale im Liefergebiet hin. Kaolinit konnte in keiner der bisher behandelten Proben nachgewiesen werden.

An der Nordseite des Little White Cone, eines Erosionsrestes des Chuska Sandsteins südlich der Palisades (Karte 2), ist die Tsaile Oberfläche in der Rock Point Fazies des Wingate Sandsteins<sup>16</sup> ausgebildet. Sie liegt hier in einer Höhe von 2320 m NN. Sie ist im Aufschluß wegen des scharfen Farbkontrastes zwischen dem roten Wingate Sandstein und dem fast weißen Chuska Sandstein sehr gut zu erkennen. Ein Bleichungshorizont ist im Wingate Sandstein nicht ausgebildet. Das Material wirkt sehr frisch. In der röntgenographischen Analyse einer Probe (62), die 5 cm unter dem Kontakt entnommen wurde, konnten Montmorillonit, Illit und Kaolinit nachgewiesen werden. Montmorillonit weist dabei gegenüber Kaolinit und Illit eine Dominanz im Verhältnis von 10 zu 1 auf. Kaolinit und Illit sind zu gleichen Teilen vertreten. Kaolinit wurde auch in unverwittertem Rock Point Material festgestellt (SCHULTZ 1963).

Unmittelbar auf der Tsaile Oberfläche enthält der Chuska Sandstein an dieser Stelle (Probe 63) als Tonmineral ausschließlich Montmorillonit. Heulandit ist das vorherrschende Mineral. Weitere Analysen, die an Proben aus Aufschlüssen östlich des Todilto Park vorgenommen wur-

den, wo die Menefee Formation aus der Mesaverde Gruppe den Chuska Sandstein unterlagert, ergaben gegenüber den vorgestellten Befunden keine prinzipiell unterschiedlichen Ergebnisse. Montmorillonit stellt auch dort jeweils das vorherrschende Tonmineral dar.

#### 3.2.1.4 Folgerungen für Paläomorphodynamik und Paläoklima

Auf der Tsaile Oberfläche kann nach den Befunden als Tonmineral nur Montmorillonit in größeren Mengen durch Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse entstanden sein, wenn man nicht überhaupt davon ausgeht, daß nahezu keine Veränderung der Tonmineralzusammensetzung des anstehenden Gesteins erfolgt ist. Diese Möglichkeit ist vorhanden, weil Montmorillonit und Illit in der Literatur als Haupttonmineralbestandteile der erfaßten Schichten genannt werden (SCHULTZ 1963, CADIGAN 1972). Beide Möglichkeiten jedoch, Montmorillonitneubildung durch Verwitterungsprozesse wie weitgehende Konservierung der Tonmineralsubstanz des anstehenden Gesteins, führen zu derselben Schlußfolgerung in Hinblick auf die paläomorphodynamischen Bedingungen. Feuchtwarme tropische Klimabedingungen mit intensiver chemischer Verwitterung können für die Zeit der Ausbildung der Tsaile Oberfläche ausgeschlossen werden, zumindest für die Endphase von deren Entwicklung. Diese Folgerung wird unterstützt durch das Auftreten von Kalzit in geringem Abstand unter dem Niveau der Tsaile Oberfläche (Probe 56, 20 cm; Probe 59, 120 cm). Kalzit hätte sich unter feuchtwarmen und überhaupt humiden Bedingungen nicht so oberflächennah halten können. Das makroskopische Erscheinungsbild der Auflagerungsfläche ohne einen Bleichhorizont in den untersuchten Aufschlüssen und mit dem frischen Erhaltungszustand von verfestigten Bändern direkt unterhalb des Kontaktes weisen in dieselbe Richtung. Die Befunde deuten auf eine *trocken-klimatische Morphodynamik* hin.

Keine der Proben aus dem basalen Chuska Sandstein führt Kaolinit (Tab. 6). Hingegen ist Kalifeldspat vorhanden. Da der basale Chuska Sandstein das mineralogische Angebot in der Umgebung für die Zeit kurz nach der Entwicklung der Tsaile Oberfläche bei beginnender Verschüttung repräsentiert, ist die Folgerung zwingend, daß auch dort keine feuchtwarmen Klimaverhältnisse vorgeherrscht haben. Das basale Konglomerat im fluvialen Teil des Chuska Sandsteins führt neben sehr widerständigem Material auch Sandsteine lokaler Herkunft. Auch dieser Befund schließt intensive chemische Verwitterung im näheren Liefergebiet aus.

Bezüglich der Oberflächengestaltung der Tsaile Oberfläche war im vorausgehenden Kapitel herausgestellt worden, daß neben Teilen, die ein ausgesprochenes Flachrelief aufweisen, auch solche mit strukturbestimmtem Kleinrelief in Form von Schichtkämmen vorkommen. Auf der Westseite der Chuska Mountains zwischen Lukachukai und den Son-sela Buttes bilden bei flacher Schichtlagerung (um 2°) die

15 Der Anteil von Quarz in der Tonfraktion wird in dieser Probe etwas überrepräsentiert, da die Probe zermahlen werden mußte, um eine genügende Materialmenge für das Schlämmpreparat zu gewinnen.

16 Die stratigraphische Zuweisung der Rock Point Schichten ist in der geologischen Literatur umstritten. Gegenwärtig wird so verfahren, daß südlich des Laguna Creek (Abb. 3) diese Schichten dem Wingate Sandstein zugeordnet werden, und dieser dann untergliedert wird in die Rock Point Fazies und die Lukachukai Fazies. Nördlich des Laguna Creek wird für dieselbe stratigraphische Einheit die Bezeichnung Church Rock Fazies der Chinle Formation verwendet. Der Wingate Sandstein ist hier auf die hangende Lukachukai Fazies beschränkt (STEWART, POOLE & WILSON 1972) (vgl. auch Tab. 1.6).

Rock Point Schichten der Wingate Formation und die Owl Rock und Petrified Forest Schichten der Chinle Formation den Untergrund (Karte 2). Hier liegt auch der locus typicus für die erste Benennung und Beschreibung der Tsaille Oberfläche (COOLEY 1958). Die anstehenden triassischen Gesteine sind wenig widerständig und unterscheiden sich in ihrer Resistenz kaum. Auch unter rezenten klimatischen Bedingungen fehlen in ihnen markante Stufenbildner. So ist es nicht verwunderlich, daß an dieser Stelle die Tsaille Oberfläche über weite Strecken ein auffälliges Flachrelief bei relativ guter Aufschlußlage aufweist.

Zwar zieht die Tsaille Oberfläche über laramisch verbogene triassische, jurassische und kretazische Sedimente hinweg, doch sind in diesem Bereich viele der auf dem Colorado Plateau sonst als deutliche Stufenbildner hervortretenden resistenten Schichten (vgl. Tab. 9) faziell nicht vertreten oder werden von den noch vorhandenen Resten der Tsaille Oberfläche nicht mehr erfaßt. Das Shinarump Konglomerat der Chinle Formation, das auf der Defiance Aufwölbung weitflächig die schichtangepaßte Oberfläche bildet, streicht nur westlich des Vorkommens der Tsaille Oberfläche aus. Die gesamte Glen Canyon Gruppe, die auf dem übrigen Colorado Plateau zu den wichtigsten und auffälligsten Stufenbildnern gehört, ist hier nicht entwickelt. Erst in der Höhe von Lukachukai tritt der resistendere Teil der Wingate Formation auf, allerdings noch nicht in seiner üblichen Mächtigkeit (STEWART, POOLE & WILSON 1972). Die jurassischen Gesteine sind ebenfalls ohne mächtige, resistente Stufenbildner. Die resistenten, sonst stufenbildenden Teile des Salt Wash Sandsteins sind nur schwach ausgeprägt.

Der kretazische Dakota Sandstein allerdings, ein auf dem Colorado Plateau weit verbreiteter Stufenbildner, ist auch in den Chuska Mountains vertreten, in seinen harten, stufenbildenden Teilen jedoch nur um 10 m mächtig (O'SULLIVAN et al. 1972). Der Dakota Sandstein streicht unter der Bedeckung des Chuska Sandsteins entlang der East Defiance Monoklinale bei starker bis extremer Schichtneigung aus (Karte 2). Dort bildet er auch auf der Tsaille Oberfläche, wo der Kontakt nicht durch Schuttmaterial verschleiert ist, deutliche, kleinere Schichtkämme aus, wie am Todilto Park und südlich von Toadlena. Ein ähnliches Verhalten zeigen die resistenten Schichten innerhalb der Mesaverde Gruppe (vgl. 3.2.1.3). Alle kamm bildenden Schichten sind zu wenig mächtig, um sehr hohe Kämme ausbilden zu können. Deswegen weisen auch die Höhenunterschiede im Schichtkammrelief mit Werten unter 50 m eher bescheidene Werte auf.<sup>17</sup>

Das Fehlen von ausgeprägten Stufen in den aufgeschlossenen Teilen der Tsaille Oberfläche ist dadurch bedingt, daß

17 Wo der Gallup Sandstein nach Süden hin größere Mächtigkeiten erreicht mit Werten über 50 m, liegt auch der höchste Punkt der Tsaille Oberfläche mit 2539 m NN. Hier sind auch die Schichtneigungen etwas geringer (5°), und der Gallup Sandstein dürfte hier eine deutliche Stufe ausgebildet haben.

dort weder mächtige noch stark resistente Stufenbildner auftreten. Die auf der Tsaille Oberfläche anzutreffenden Schnittflächenareale sind in ihren Eigenschaften mit den in gering resistenten Schichten angelegten rezenten Schnittflächen zu vergleichen (vgl. 3.1).

Daß bei der Ausbildung der (früh)eozyänen bis paläozyänen Tsaille Oberfläche auch eine sich an der Struktur orientierende Morphodynamik geherrscht hat, ist aus der Existenz der Schichtkämme an der East Defiance Monoklinale abzuleiten. Gelände- und Laborbefunde führen unabhängig zu dem Ergebnis, daß die Entwicklung der Tsaille Oberfläche, zumindest in ihrem Spätstadium, unter einer die Struktur betonenden ariden Morphodynamik erfolgte.

Auch für die Zeit nach der Entstehung der Tsaille Oberfläche bieten sich Folgerungen für Morphodynamik und Klima an. Die Aufschüttung der 500 m mächtigen äolischen Sande, die den größten Teil des eozänen bis frühholozänen Chuska Sandsteins ausmachen, kann nur unter relativ konstanten ariden bis semiariden Bedingungen in einem Becken möglich gewesen sein. "The area of deposition of the Chuska Sandstone is visualized as a desert basin" (WRIGHT 1956: 418).

Über den Verfestigungsmechanismus des Chuska Sandsteins ist wenig bekannt. Daß die Verfestigung schon vor der oligozänen vulkanischen Aktivität erfolgte, ist daraus zu erkennen, daß Xenolithe von verfestigtem Chuska Sandstein gefunden wurden, und daß die prävulkanische Oberfläche bereits im zementierten Sandstein ausgebildet wurde (WRIGHT 1951). Daß der Zeolith Heulandit an der Verkitung beteiligt ist, gibt einen Hinweis auf trockenklimatische Bedingungen, da salzhaltiges Wasser zur Verfügung stehen mußte.

Die Zerschneidungsphase, die das prävulkanische Relief schuf, dürfte zwar unter etwas feuchteren Bedingungen abgelaufen sein. Der Chuska Sandstein an den Talhängen des Aufschlusses am Washington Pass ist aber unverwittert (vgl. 3.2.1.2). Über die klimatischen Bedingungen während der vulkanischen Phase läßt sich nur wenig aussagen. Die Verfüllung der prävulkanischen Täler mit fluvialem und pyroklastischem Material erfolgte etappenweise, wahrscheinlich eher durch vulkanische als klimatische Ereignisse gesteuert. Die Analyse eines Bodens in der Talfüllung am Washington Pass (Probe 64, Tab. 6) zeigte, daß sich gegenüber dem Mineralbestand des Ausgangsgesteins keine wesentlichen Verschiebungen ergeben haben. Für eine Tonmineralneubildung mögen die klimatischen Voraussetzungen nicht gegeben gewesen sein; die zur Bodenbildung zur Verfügung stehende Zeit mag aber auch zu kurz gewesen sein. Hinweise auf feuchtwarme Bedingungen ergeben sich jedenfalls nicht. Der auch in dieser Probe vorgefundene Heulandit ist wahrscheinlich keine Neubildung, sondern ein Umlagerungsprodukt.

Die Existenz einer sich prinzipiell von den in der jüngeren morphologischen Geschichte des Colorado Plateaus herr-

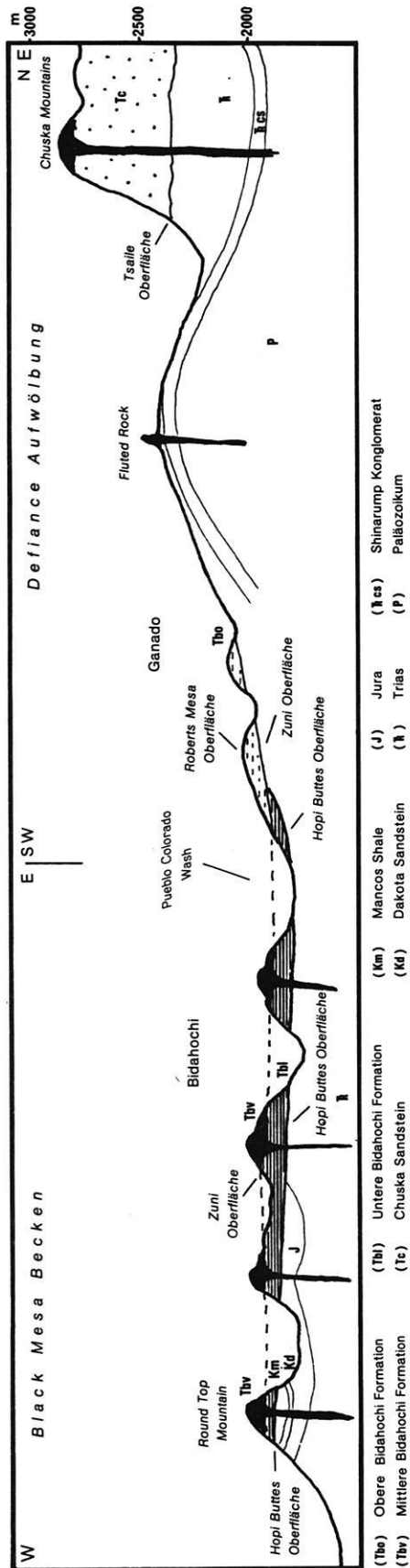


Abb.12: Schematisches Profil des Verbreitungsgebietes der Bidahochi Formation (der westliche Teil des Profils ist etwas gestreckt dargestellt).

schenden Bedingungen unterscheidenden, *eigenständigen Reliefgeneration*, die sich in der Entwicklung echter Rumpfflächen manifestiert hätte, kann für das Gebiet der Chuska Mountains und deren Umgebung für das frühe und mittlere Tertiär *ausgeschlossen* werden.

### 3.2.2 Die Reliefentwicklung im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation

Mit den im Gebiet der Chuska Mountains konservierten Oberflächen sowie den Sedimenten und Vulkaniten ist für das südliche Colorado Plateau ein fast lückenloser Nachweis des morphodynamischen Rahmens für die Reliefentwicklung vom älteren bis mittleren Tertiär gegeben, ein Rahmen, der auch auf die übrigen Teile des Colorado Plateaus übertragbar sein dürfte. Sedimente des mittleren und besonders des jüngeren Tertiärs sind auf dem Colorado Plateau, auch in den großen altertiären Sedimentationsbecken, nur wenig verbreitet. In weitflächiger Ausprägung fehlen sie fast vollkommen. Eine Ausnahme stellt die jungtertiäre Bidahochi Formation dar. Die Untersuchung ihres Verbreitungsgebietes eröffnet die Möglichkeit, Vorstellungen über die Morphodynamik für die Zeit nach der in den Chuska Mountains dokumentierten Phase zu gewinnen.

#### 3.2.2.1 Lage und geologischer Aufbau

Das Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation liegt im *Black Mesa Becken* im nordöstlichen Arizona (Karte 1, Abb. 10). Das Sedimentationsbecken wird begrenzt durch die Black Mesa im Norden, das Defiance Plateau im Nordosten und Osten, die Zuni Mountains im Südosten und das Mogollon Plateau im Süden. Nach Westen fehlt eine klare Abgrenzungslinie. Die Oberläufe der Zuflüsse zum Little Colorado River durchziehen dieses Gebiet.

Geologisch ist die Bidahochi Formation von REPENNING & IRWIN (1954), REPENNING, LANCE & IRWIN (1958) sowie SHOEMAKER, ROACH & BYERS (1962) bearbeitet worden. Sie lagert diskordant auf kretazischen bis triassischen Schichten (Abb. 12) und wird im allgemeinen in drei Teile untergliedert, einen unteren vorwiegend limnischen Teil, einen mittleren vulkanischen und einen oberen vorwiegend fluvialen Teil. SHOEMAKER, ROACH & BYERS (1962) geben eine etwas differenziertere Untergliederung, die aber im Rahmen der geomorphologischen Interpretation keine entscheidend neuen Anhaltspunkte liefert.

Die *untere Bidahochi Formation* besteht aus gebändertem, grauem, braunem und blaßrotem flachgelagertem Tongstein und tonhaltigen, feinkörnigen Sandsteinen mit einzelnen Bändern aus weißer Rhyolithasche (REPENNING & IRWIN 1954). Basaltische *Vulkanite* liegen zwischen unterem und oberem Teil der Bidahochi Formation. Sie sind

nicht überall vertreten<sup>18</sup>. Der obere fluviale Teil der *Bidahochi Formation* setzt sich hauptsächlich zusammen aus weißen bis blaßbraunen, kreuzgeschichteten, wenig zementierten, mittel- bis feinkörnigen Sandsteinen und wenigen Bändern weißer Rhyolithasche (REPENNING & IRWIN 1954).

Die fluvialen Bidahochi Schichten gehen nach Norden und Osten (Abb. 10) und auch nach Süden in ihrer Ausdehnung über das Verbreitungsgebiet der basalen limnischen Schichten hinaus. Mit dem Ende der Aufschüttung der fluvialen Bidahochi Schichten wurde im jüngeren Tertiär die Roberts Mesa Aufschüttungsoberfläche geschaffen (Abb. 12).

Die Mächtigkeit der Bidahochi Formation schwankt sehr stark, nicht zuletzt wegen der unregelmäßigen Verbreitung des mittleren vulkanischen Teils. Die Mächtigkeit des von REPENNING & IRWIN (1954) aufgenommenen Profils am Pueblo Colorado Wash 25 km östlich von Bidahochi (vgl. Abb. 10) beträgt etwa 150 m. An dieser Stelle ist der obere Teil der Bidahochi Formation 80 m mächtig. Es sind jedoch Mächtigkeiten von mehr als 130 m bekannt. Der vulkanische Teil kann flächig Mächtigkeiten von mehreren Dekametern erreichen. Im Gegensatz zu den hangenden Teilen der Bidahochi Formation schwankt das limnische Glied in seiner Mächtigkeit kleinräumig nicht so stark, die maximale Mächtigkeit liegt bei 65 m.

Das Liefergebiet der Sedimente der Bidahochi Formation lag im Nordosten bis Südosten u.a. im Bereich der Black Mesa, des Defiance Plateaus und der Chuska Mountains. Das zugehörige Gewässernetz wurde von COOLEY & AKERS (1961) rekonstruiert.

### 3.2.2.2 Das Alter der Bidahochi Formation

Das Alter der Bidahochi Formation ist durch Fossilienfunde in den Sedimentgesteinstellen und durch K-Ar-Datierungen der Vulkanite gut faßbar. Auf der Südseite des Rio Puerco (Abb. 10) wurde wenige Meter über der Basis der unteren Bidahochi Formation eine Wirbeltierfauna gefunden, die ein frühpliozänes, möglicherweise spätmiozänes Alter belegt (LANCE 1954). Eine spätmiozäne Alters-einstufung würde dadurch gestützt, daß die Tuffbänder der unteren Bidahochi Formation mit spätmiozänen Vulkanismuserscheinungen (älter als 7 Mio. a) im Verde Valley am südlichen Rand des Colorado Plateaus in Verbindung gebracht worden sind (SABELS 1962).

Für die Vulkanite der mittleren Bidahochi Formation liegen absolute Datierungen vor. EVERNDEN et al. (1964) geben ein K-Ar-Alter von 4,1 Mio. a für einen Basalt am White Cone Peak an (vgl. Tab. 3, Abb. 5). SUTTON (1974) nennt eine unveröffentlichte K-Ar-Datierung von  $6,69 \pm 0,16$  Mio a für eine Probe aus der Nachbarschaft des White Cone. Darüber hinaus sind bei NAESER (1971) zwei fis-

sion track Datierungen von Diatremen zu finden (5,5 Mio. a; 2,1 Mio. a; vgl. Tab. 3). Lediglich die letztgenannte Datierung weicht von den anderen erheblich ab. Im Vergleich mit den anderen Werten erscheint sie zu jung (vgl. SUTTON 1974). Der *Bidahochi Vulkanismus* im Gebiet der Hopi Buttes erhält ein pliozänes, dabei eher zum frühen *Pliozän* tendierendes Alter<sup>19</sup>.

Eine am White Cone gefundene Wirbeltierfauna in der oberen Bidahochi Formation zeigt ein spätmittelplozänes Alter dieser Schichten an (LANCE 1954, REPENNING, LANCE & IRWIN 1958).

### 3.2.2.3 Die Auflagerungsfläche der Bidahochi Formation und ihre Eigenschaften

Über die Benennung der Auflagerungsfläche der Bidahochi Formation und die Benennung der Oberflächen zwischen den einzelnen Gliedern der Bidahochi Formation bestehen in der Literatur verwirrende Divergenzen<sup>20</sup>. Hier soll der Systematik von COOLEY et al. (1969) (vgl. Tab. 4, 5) gefolgt werden.

Die *Hopi Buttes Oberfläche* unterlagert die basalen Teile der Bidahochi Formation, die *Zuni Oberfläche* die obere Bidahochi Formation oder die Lavaergüsse des mittleren vulkanischen Teils, wo dieser vertreten ist (Abb. 12). Nach der zuverlässig fixierten Alterseinstufung der einzelnen Abteilungen der Bidahochi Formation erhält die Hopi Buttes Oberfläche ein miozänes, die Zuni Oberfläche ein pliozänes Alter. Im Gegensatz zur Hopi Buttes Oberfläche ist die Zuni Oberfläche keine ausgeprägte Erosionsoberfläche. Dort, wo sie die Vulkanite unterlagert, trägt sie den Charakter einer Aufschüttungsoberfläche<sup>21</sup>.

- 18 In Abb. 10 sind die Vulkanite nicht gesondert dargestellt.
- 19 Nach der neueren zeitlichen Gliederung des Tertiärs (BERGGREN 1972) würde der Hopi Buttes Vulkanismus ins Spätmiozän bis Frühpliozän rücken.
- 20 Die Mißverständnisse in der Benennung der Auflagerungsfläche der unteren Bidahochi Formation und der Auflagerungsflächen der hangenden Teile sind von REPENNING, LANCE & IRWIN (1958) zusammenfassend erörtert worden. Sie bezeichnen dann die Prä-Bidahochi Oberfläche als Zuni Oberfläche und die prävulkanische Oberfläche als Hopi Buttes Oberfläche. Wenige Seiten später in derselben Aufsatzsammlung wird die Reihenfolge umgekehrt (COOLEY 1958: 148). Einen weiteren Beitrag zur Konfusion liefert SUTTON (1974), als er die Erosionsoberfläche, auf der die untere Bidahochi Formation lagert, der Valencia Oberfläche (COOLEY et al. 1969) zuordnet.
- 21 REPENNING, LANCE & IRWIN (1958) nehmen für die Zeit vor der vulkanischen Phase ein größeres Erosionsintervall an. Die Begründung liegt im Fehlen einer Randfazies in den westlichen Teilen der Verbreitung der Seesedimente. Diese Diskordanz, wenn überhaupt vorhanden, dürfte, wie auch WRIGHT (1956) betont, nur sehr bescheidene Ausmaße gehabt haben.

Ein längeres Erosionsintervall hat es zwischen der Ablagerung der limnischen und fluvialen Schichten im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation nicht gegeben. Die Untersuchung wird sich deswegen auf die ältere und deutlich ausgebildete Hopi Buttes Oberfläche konzentrieren. Die Hopi Buttes Oberfläche bietet Informationen über die Morphodynamik des Miozäns.

Die untere Bidahochi Formation wurde in einem See abgelagert, dem Hopi Lake (WILLIAMS 1936). Die niedrigsten Punkte der Basis der Seesedimente liegen nordöstlich von Bidahochi am Pueblo Colorado Wash in einer Höhenlage von etwas unter 1800 m NN (SUTTON 1974). Von dort steigt die Auflagerungsfläche in alle Richtungen an, am Round Top Mountain im äußersten Westen des Verbreitungsgebietes (Abb. 12) bis auf 1900 m NN. REPENNING, LANCE & IRWIN (1958) geben Höhenlagen von unter 1830 m bis über 2190 m NN an. Hier sind offensichtlich neben der Hopi Buttes Oberfläche auch die distalen Teile der Zuni Oberfläche erfaßt.

Der Kontakt zwischen den liegenden mesozoischen Sedimentgesteinen und der unteren Bidahochi Formation ist an zahlreichen Stellen gut aufgeschlossen mit einem meist sehr akzentuierten Farbwechsel (Photo 4). Proben für die Laboruntersuchungen wurden in verschiedenen Aufschlüssen

in Höhenlagen zwischen 1800 und 1880 m NN entnommen (vgl. Tab. 7).

Wie schon bei der Behandlung der Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins geschehen, sollen auch bei der Hopi Buttes Oberfläche deren Eigenschaften zunächst nach geomorphologischen Gesichtspunkten beschrieben werden, bevor dann zur weiteren Unterstützung der Argumentation Laboranalysen herangezogen werden.

Die Hopi Buttes Oberfläche zieht diskordant über mesozoische Schichten von der Petrified Forest Fazies der triassischen Chinle Formation bis zum kretazischen Mancos Shale hinweg. Die Schichten sind im Bereich des tektonisch angelegten Black Mesa Beckens leicht verbogen (Abb. 12). Die Auflagerungsfläche der limnischen Sedimente schneidet die unterlagernden Schichten jedoch nicht ohne Rücksicht auf deren Resistenzunterschiede. Auch in der älteren Literatur wird die Anpassung der Hopi Buttes Oberfläche an strukturelle Gegebenheiten betont.

"The more resistant rocks exposed in the same area occupied low uplands and irregularities protruding above the surface, which partly outlines the shape of the Defiance uplift and the southern part of Black Mesa basin." (COOLEY 1958: 147). "In contrast with the pre-Chuska surface,

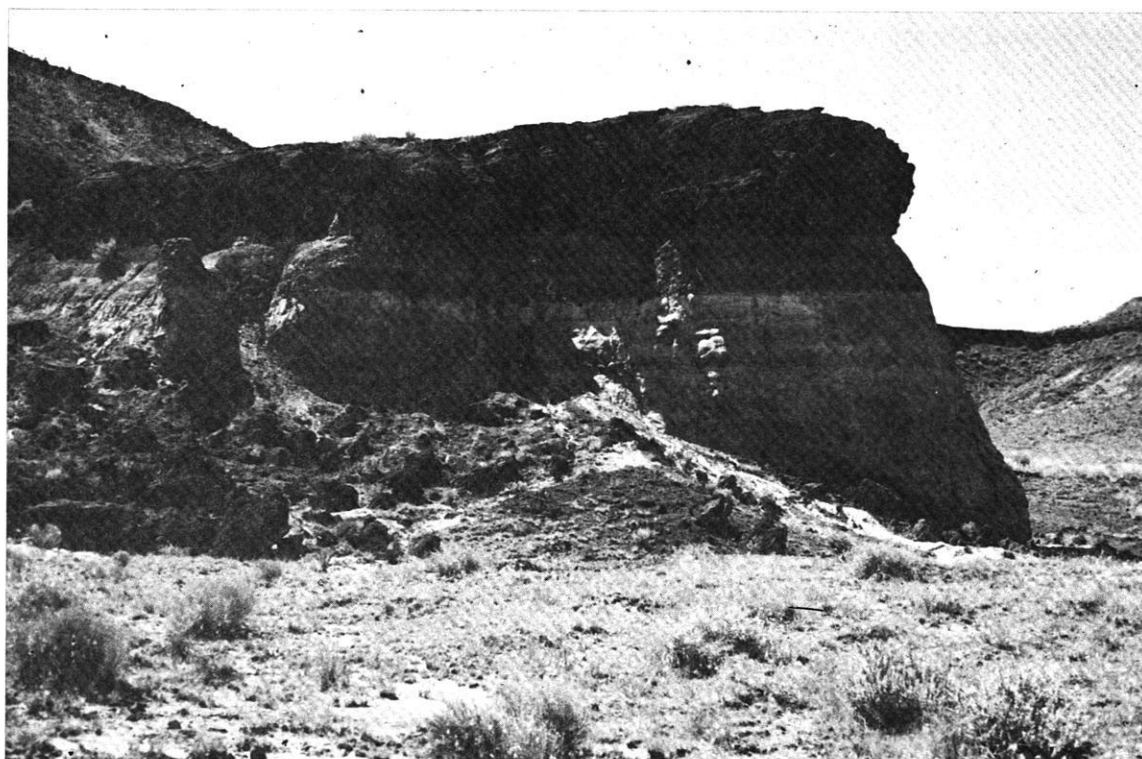


Photo 4: Kontakt zwischen der unteren Bidahochi Formation und der unterlagernden Lukachukai Fazies des Wingate Sandsteins (Hopi Buttes Oberfläche). Überlagert wird die untere Bidahochi Formation von einer Decke aus Vulkaniten des mittleren Teils der Bidahochi Formation. Im Kontaktbereich ist der Wingate Sandstein gebleicht. Aus dem Profil stammen die Proben 52, 70 und 71 (Aufnahme: SCHMIDT 1979).

the surface beneath the Bidahochi Formation is, in part, the dip slope of resistant beds of Mesozoic and Paleozoic age. Thus the topography in the area of the Black Mesa basin at the start of the Pliocene epoch generally reflected Laramide structural relief and the Bidahochi Formation was deposited in an exhumed tectonic basin." (REPENNING, LANCE & IRWIN 1958: 123).

Der größte Flächenanteil der Hopi Buttes Oberfläche ist in weichen triassischen Gesteinen ausgebildet; dort lehnt sich das Gefälle häufig an die Neigung von wenig mächtigen, resistenten Schichten an und bildet echte *Schichtflächen* aus, wie es südwestlich von Ganado am Pueblo Colorado Wash sehr gut zu beobachten ist (vgl. Beschreibung zum Profil Greasewood, S. 39). Dabei streichen die stark resistenten Schichten in der Triasserie wie das Shinarump Konglomerat der Chinle Formation nur außerhalb der Verbreitung der Seesedimente aus, oder sind wie die resistente Fazies des Kayenta Sandsteins gar nicht oder wie der relativ resistente Lukachukai Sandstein der Wingate Formation nur schwach entwickelt. Die jurassischen Gesteine sind im Gebiet des ehemaligen Hopi Lake nur wenig mächtig. Die Morrison Formation ist zum Teil gar nicht vertreten (vgl. Tab. 1.6). Es treten dort dann nur die weichen Gesteine der Entrada und Carmel Formation auf. Der Dakota Sandstein ist ebenfalls nur geringmächtig ausgebildet (< 20 m), wobei die stark resistenten Teile nur einen geringen Teil der Gesamtmächtigkeit ausmachen. Dennoch hat der Dakota Sandstein für Unregelmäßigkeiten in der Hopi Buttes Oberfläche gesorgt und anscheinend stellenweise auch Inseln im Hopi Lake ausgebildet (SUTTON 1974). Auch der Lukachukai Sandstein der Wingate Formation bildet flache Erhebungen aus, die mit blockigem Schutt umgeben sind (WILLIAMS 1936).

Im Bereich des Kontaktes zwischen den liegenden mesozoischen Schichten und den hangenden tertiären Seesedimenten wurden an mehreren Stellen Proben auf ihren *Tonmineralgehalt* untersucht, um Auswirkungen der während der Bildung der Hopi Buttes Oberfläche aktiven Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse auf die Tonmineralzusammensetzung und mögliche Tonmineralneubildung feststellen zu können. Wo die weichen triassischen Gesteine wie die Rock Point Schichten der Wingate Formation oder die Moenave Formation die Auflagerungsfläche der Bidahochi Formation bilden, und das ist in den meisten Aufschlüssen der Hopi Buttes Oberfläche der Fall, wirken diese vielfach schon makroskopisch sehr mürbe und lassen sich leicht mit der bloßen Hand zerkleinern. An manchen Stellen ist ein Bleichungshorizont ausgebildet (Tab. 7), der zwischen wenigen Zentimetern und maximal einem halben Meter mächtig werden kann. Zonen, in denen sich makroskopisch Anzeichen für eine starke Verwitterungstätigkeit zeigten, wurden bei der Probennahme bevorzugt berücksichtigt.

Die Ergebnisse der röntgenographischen Analyse sind in Tabelle 7 zusammengefaßt. Montmorillonit stellt in allen Proben das dominierende Tonmineral dar, meist mit einem Anteil von 90% oder mehr. wo der Montmorillonitanteil allein diese hohen Prozentwerte nicht erreicht (Probe 53, 54), werden diese Werte aber zusammen mit einem mixed layer Tonmineral erreicht, dem Corrensit (mixed layer Mineral, Chlorit-Montmorillonit, 1 : 1). Lediglich Illit tritt außerdem manchmal in bedeutenderen Mengen auf. Chlorit als unter feuchtwarmen Bedingungen relativ leicht verwitterbares Tonmineral ist in Spuren oder geringen Mengen in den meisten Proben vorhanden, und das bemerkenswertere nicht nur im noch unverwittert erscheinenden Gestein, sondern vor allem auch in dem von den Verwitterungsprozessen an der Hopi Oberfläche betroffenen Material (Probe 46, 47, 48, 51, 52). Kaolinit konnte nur in drei Proben, davon zweimal nur in Spuren, in geringen Mengen nachgewiesen werden.

Um Veränderungen in der Mineralzusammensetzung vom anstehenden Ausgangsgestein zu den mit zunehmender Annäherung an die ehemalige Oberfläche potentiell von den Verwitterungsprozessen stärker betroffenen oberflächennahen Teilen feststellen zu können, wurden im aufgeschlossenen Profil in vertikalen Abständen Proben entnommen.

Am Echo Spring Mountain im äußersten Südwesten der Verbreitung der unteren Bidahochi Formation ist die Hopi Buttes Oberfläche sehr deutlich aufgeschlossen (Photo 5). Der Echo Spring Mountain wird von einer bis 30 m mächtigen Lavadecke überzogen. Aus den Vulkaniten bestehende Schuttkegel überziehen den Hang, in dessen Mitte der Kontakt zwischen der dunkleren, z.T. rötlich braunen unteren Bidahochi Formation und den unterlagernden Rock Point Schichten der Wingate Formation in einer absoluten Höhenlage zwischen 1870 und 1875 m NN liegt. Der anstehende Rock Point Sandstein geht über in gelockertes, noch rötlich gefärbtes Material (Probe 47), das mit Annäherung an die Hopi Buttes Oberfläche immer mürber wird, dort z.T. eine bis zu 10 cm dicke Bleichungszone ausbildet (Probe 48), z.T. aber auch seine rote Färbung beibehält (Probe 46) (Abb. 13).

In ihrer Tonmineralzusammensetzung unterscheiden sich die Proben gar nicht oder kaum. Der Montmorillonitgehalt bleibt gleich. Nur Probe 46 enthält Kaolinit in geringer Quantität. Kalzit ist in reichlichen Mengen vertreten. Eine Begründung für die Entstehung des Bleichungshorizontes ist nach der Tonmineralanalyse nicht offensichtlich. Anscheinend stellt der stellenweise vorhandene Bleichungshorizont lediglich eine Zone dar, in der, ohne daß in der röntgenographischen Analyse eine weitere Veränderung festzustellen wäre, eine Verarmung des Eisen- und Mangangehalts stattgefunden hat. Daß die Bleichung durch eine Anreicherung von Kalzit begründet ist, ist unwahrscheinlich, da in Probe 52 (Bleichungshorizont in Photo 4) gar kein

Tab. 7: Ergebnisse der röntgenographischen Analyse von Proben im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation.

Tbl untere Bidahochi Formation  
 Trmod Moenave Formation, Dinosaur Canyon Sandstein  
 Trwr Wingate Sandstein, Rock Point Fazies  
 Trwl Wingate Sandstein, Lukachukai Fazies  
 (+) Spuren  
 + deutlich vertreten  
 ++ stark vertreten  
 Pl Plagioklas  
 Kf Kalifeldspat  
 Bei den Tonmineralen ist deren prozentualer Anteil angegeben.

Nr.	Entnahmeort	Lage im Profil	Montmorillonit	Illit	Kaolinit	Chlorit	Kalzit	Feldspäte Pl. . Kf.	Quarz	Besonderheiten
43	Castle Butte	rotes Tbl. am Oberhang	85	10	-	5	+ +	(+)	+	
44	Castle Butte	weißes Hangendes, Tbl	85	10	-	5	+ +	+	+	
45	Castle Butte	Trwr, anstehend	95	5	-	-	(+)	+ +	+	
46	Echo Spring Mtn.	rotangewittertes Trwr, zum Anstehenden übergehend	90	5	2,5	2,5	++	+ +	+	Analcim
47	Echo Spring Mtn.	rotangewittertes Trwr, zum Anstehenden übergehend	90	5	-	5	+ +	++	+	Analcim
48	Echo Spring Mtn.	weißverwittertes Trwr, unmittelbar am Kontakt	90	10	-	(+)	++	+ +	+	
49	Bidahochi Butte	basale Tbl	95	5	(+)	(+)	+ +	+ +	+	Gips
50	Bidahochi Butte	Trwr, 10 cm unter Kontakt (verwittert)	100	-	-	-	+ +	+ +	+	Gips
51	Bidahochi Butte	Trwr, 20 cm unter Kontakt, zum Anstehenden übergehend	95	5	(+)	(+)	++	+ +	+	
52	Greasewood (Straße)	gebleichtes Trwl, 10 cm unter Kontakt	95	2,5	-	2,5	-	+ +	+	Anatas in geringer Menge
70	Greasewood (Straße)	Trwl, gebleicht, 20 cm unter Kontakt	95	-	-	5	-	+ +	+	Salze
71	Greasewood (Straße)	Trwl, 1 m unter Kontakt	95	-	-	5	-	+ +	+	Salze
53	Greasewood	Trmod, 10 cm unter Kontakt	50	5	-	-	-	+ +	+	Corrensit, Anatas in geringen Mengen
54	Greasewood	Trmod, 30 cm unter Kontakt	50	5	-	(+)	-	+ +	+	wie 53
55	Greasewood	basale Tbl	95	5	-	-	++	- -	++	grobes Material, kaum Tonminerale



Photo 5: Echo Spring Mountain: Kontakt zwischen der unteren Bidahochi Formation und der Rock Point Fazies des Wingate Sandsteins. Eine Lavadecke der mittleren Bidahochi Formation bildet die Oberfläche des Berges. Von dort ziehen Schuttkegel über den Hang, in dessen Mitte der Kontakt, die Hopi Buttes Oberfläche, aufgeschlossen ist. Von hier stammen die Proben 46, 47 und 48 (vgl. Abb. 13) (Aufnahme: SCHMIDT 1979).

Kalzit gefunden wurde (Tab. 7). Auch nach unten ergeben sich in diesem Profil keine Änderungen, weder im gebleichten noch im rot gefärbten Material (70, 71). Die Proben 46 und 47 weisen eine erwähnenswerte Besonderheit auf; es konnte Analcim nachgewiesen werden, ein Mineral, das sich im basischen Milieu aus Tuffen oder in salinaren Becken bildet.

Ein weiteres Probennahmeprofil lag am Bidahochi Butte östlich des Ortes Bidahochi (Abb. 10, 12). Die Hopi Buttes

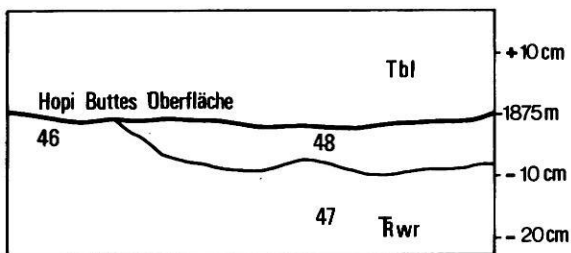


Abb. 13: Profil der Probennahmestelle am Echo Spring Mountain.

Tb1 = Untere Bidahochi Formation, Rwr = Rock Point Fazies der Wingate Formation mit Bleichungszone (Probe 48), 46, ... = Probennummern

Oberfläche befindet sich hier in einer Höhenlage von 1830 m NN. Die Grenze zwischen unterer Bidahochi Formation und den Rock Point Schichten der Wingate Formation ist am scharfen Farbwechsel zwischen dem rötlichen Braun und dem helleren Rot des Liegenden klar zu erkennen. Die Proben (49, 50, 51) unterscheiden sich in ihrer Mineralzusammensetzung kaum, ein Zeichen dafür, daß in den basalen Schichten der unteren Bidahochi Formation Lokalmaterial aufgearbeitet wurde. Kaolinit ist in Probe 49 (basale Tb1) und 51 (Rwr 20 cm unter der Hopi Buttes Oberfläche) in Spuren vorhanden, in Probe 50 jedoch (10 cm unter der Hopi Buttes Oberfläche) fehlt er im stark verwitterten Material ganz. Als Besonderheit ist festzuhalten, daß sowohl der basale Teil der Bidahochi Formation wie der stark verwitterte Rock Point Sandstein in unmittelbarer Nähe des Kontakts Gips enthalten.

Ein letztes zu beschreibendes Profil wurde 35 km nordöstlich von Bidahochi nahe Greasewood (Probennamen) am Pueblo Colorado Wash aufgenommen (Photo 6). Die Höhenlage der Hopi Buttes Oberfläche liegt hier bei 1800 m NN und damit nahe ihrem niedrigsten Punkt. Der Dinosaur Canyon Sandstein der triassischen Moenave Formation bildet hier das Liegende. Der im frischen Zustand orangerote Sandstein, der hier an der Oberfläche zu einem weißlichen Braun verwittert ist, fällt mit 1° nach Südwesten ein. Dar-



auf liegen in horizontaler Lagerung die Schichten der unteren Bidahochi Formation. Die Hopi Buttes Oberfläche paßt sich dem Einfallen der Schichten an. Die basale Bidahochi Formation bildet eine Leiste auf der unterlagernden, stark angewitterten, weißlich verfärbten Moenave Formation, was den Kontakt klar hervortreten läßt (Photo 6).

Die hier erfaßten basalen Schichten der Bidahochi Formation entsprechen dem etwa 1,5 m mächtigen, von REPENNING & IRWIN (1954) im Musterprofil beschriebenen, leistenbildenden, konglomeratischen Basisschichten. Im Konglomerat sind Siltsteine enthalten. Die Proben wurden

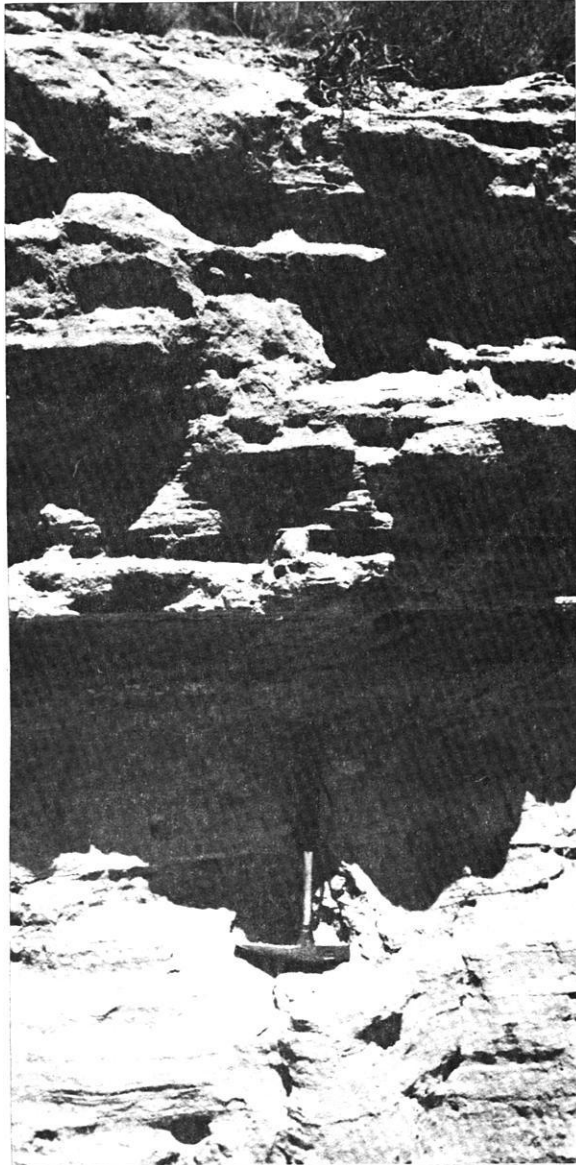


Photo 6: Kontakt zwischen den leistenbildenden konglomeratischen Basisschichten der unteren Bidahochi Formation und dem Dinosaur Canyon Sandstein der Moenave Formation, der im Kontaktbereich gebleicht ist. Aus diesem Profil stammen die Proben 53, 54 und 55 (Aufnahme: SCHMIDT 1979).

in der verwitterten Moenave Formation 10 cm (Probe 53) und 30 cm unter dem Kontakt (54) und im unmittelbar auflagernden Tertiär (55) entnommen. Die Proben aus dem Liegenden zeigen unabhängig von der Profiltiefe eine fast identische Zusammensetzung. In der tiefer liegenden ist lediglich eine Spur Chlorit enthalten, die weiter oben fehlt. Beide Proben setzen sich tonmineralogisch in der Hauptsache zusammen aus Montmorillonit und Corrensit. Anatas ist in geringen Mengen vorhanden. Im groben Material der basalen Bidahochi Schichten stellen Quarz und Kalzit die Hauptbestandteile dar, Tonminerale treten nur untergeordnet auf in Form von Montmorillonit und etwas Illit.

#### 3.2.2.4 Folgerungen für Paläomorphodynamik und Paläoklima

Aus den Laborbefunden (Tab. 7) ergibt sich eine Reihe von Hinweisen dafür, daß die Entwicklung der Hopi Buttes Oberfläche unter trocken-klimatischen morphodynamischen Bedingungen stattfand und daß hier keine eigenständige Reliefgeneration in Form einer unter feuchtwarmen Klimabedingungen entstandenen Rumpffläche vorliegt.

- Montmorillonit stellt immer das vorherrschende Tonmineral dar.
- Kaolinit ist nur in drei Proben, und dort nur in Spuren oder einem Anteil unter 5% vorhanden.
- Es erfolgt keine Änderung in der tonmineralogischen Zusammensetzung vom wenig zum stärker verwitterten anstehenden Mesozoikum mit zunehmender Annäherung an die Hopi Buttes Oberfläche.
- Wo im anstehenden Gestein Kalzit vorhanden ist, hat sich dieses bei der Entwicklung der Hopi Buttes Oberfläche oberflächennah erhalten.
- In allen Proben mit Ausnahme von Probe 55 (basale Tb1) sind Feldspäte, oft in großen Mengen, enthalten. Der Anteil der Feldspäte verändert sich im Profil nicht signifikant.
- In zwei Proben konnte Gips nachgewiesen werden, in Probe 50 nur 10 cm unter der miozänen Landoberfläche.
- zwei Proben lieferten Analcim, ein auf basische und saline Milieubedingungen hinweisendes Mineral.
- Im basalen Konglomerat der unteren Bidahochi Formation sind Siltsteine als Gerölle enthalten, die als wenig transportresistentes Material aus lokal anstehenden Schichten aufgearbeitet worden sein müssen.

Sämtliche Befunde zeigen, daß die Gesteinsaufbereitung auf der Hopi Buttes Oberfläche dominierend durch physio-

kalische Verwitterungsprozesse ohne auffällige chemische Veränderung erfolgte. Besonders nachdrücklich wird das Vorherrschende arider bis semiarider Bedingungen im Miozän durch das Vorkommen von Kalzit und vor allem Gips im Niveau der Hopi Buttes Oberfläche bewiesen.

Fehlende intensive chemische Verwitterung bei der Entwicklung der Hopi Buttes Oberfläche unterstreichen auch die morphologischen Befunde.

- Resistente Schichten bilden Erhebungen in der Hopi Buttes Oberfläche aus.
- Häufig ist die Hopi Buttes Oberfläche dem Einfallen vielfach nur wenig mächtiger resistenter Schichten angepaßt und bildet Schichtflächen aus.

Die Hopi Buttes Oberfläche wurde im Miozän unter den Bedingungen trockenklimatischer Morphodynamik geformt. Diese Bedingungen werden mit graduellen Schwankungen bis in die Gegenwart angehalten haben. Morphologische Anhaltspunkte für diese Annahme existieren für die Zeit der Aufschüttung der oberen Bidahochi Formation nicht. Einen Hinweis in dieser Richtung können jedoch die Vorkommen von Kamelfossilien sowohl in der unteren wie oberen Bidahochi Formation geben.

Mit der Beendigung der Sedimentation der oberen Bidahochi Formation ist im späten Pliozän zu rechnen, die Roberts Mesa Oberfläche wurde gebildet (Abb. 12). Danach kam es zu zwei jungpliozänen bis ältestpleistozänen Erosions- und Akkumulationsphasen und damit verbunden zur Bildung der Shonto Terrasse (jungpliozän) und der Dilkon Terrasse (ältestpleistozän?) (SUTTON 1974). In den zugehörigen Terrassenaufschüttungskörpern und auf der Roberts Mesa Oberfläche sind Caliche-Profile entwickelt, die für diese Phase trockenklimatische Bedingungen anzeigen.

### 3.2.3 Einordnung der Ergebnisse in den Großraum

Eine sich auf den Südwesten Nordamerikas konzentrierende, mehrere Aspekte und Möglichkeiten der Klimarekonstruktion integrierende Darstellung des Paläoklimas des Tertiärs steht noch aus. Um die tertiäre Reliefentwicklung des Untersuchungsgebietes und die aus den Gelände- und Laborbefunden abzuleitenden Ergebnisse bezüglich der paläomorphodynamischen und paläoklimatischen Bedingungen in einen großräumigen paläoklimatischen Zusammenhang einordnen zu können, ist man auf eine in der Literatur weit gestreute und recht heterogene Information angewiesen.

Ähnlich wie Mitteleuropa war der nordamerikanische Kontinent im Alttertiär im allgemeinen noch durch feucht-warme Klimabedingungen gekennzeichnet (SCHWARZBACH 1974, FRAKES 1979). Dabei waren für den Westen der Vereinigten Staaten die Paläobreitenlagen den heutigen vergleichbar. Nach weit verbreiteter Ansicht kam es dann

im Eozän bis Oligozän zu einer dramatischen Abkühlung verbunden mit einer starken Reduzierung der Humidität, die einen Übergang von tropisch warmen zu trockeneren und kühleren Klimabedingungen einleitete.

Die Annahme eines eozän-oligozänen Klimaumschwungs beruht in einer ersten Argumentationsrichtung auf der Auswertung floristischer Befunde (DORF 1964, WOLFE & HOPKINS 1967). Die Autoren konstruierten auf der Grundlage ihrer Befunde, die aus dem nördlichen Teil des westlichen Nordamerika stammen, bei WOLFE & HOPKINS (1967) aus dem Golf von Alaska, Klimakurven für das Tertiär im westlichen Nordamerika (Abb. 14). In den Kurven liegt der Klimaumschwung im obersten Eozän (DORF 1964), bzw. frühen Oligozän (WOLFE & HOPKINS 1967). Da die Kurven auf Informationen aus höheren Breiten beruhen, dürften sich laterale und vertikale Verschiebungen gegenüber dem südlichen Nordamerika ergeben. In der Diskussion unter Paläobotanikern sind diese Kurven mit ihren detailliert dargestellten Fluktuationen nicht unwidersprochen geblieben (AXELROD & BAILEY 1969). Diese Autoren nehmen für die westlichen Vereinigten Staaten eine eher gleichmäßig verlaufende Klimaverschlechterung während des Tertiärs an, die im Inneren des Kontinents ausgeprägter war als in den küsternahen Teilen.

Aus Südwestkalifornien und der nordwestlichen Baja California wird ein bis über 25 m mächtiger paläozäner bis früheozäner Paläoboden beschrieben (PETERSON & ABBOTT 1977, ABBOTT 1981). Es handelt sich um einen intensiv verwitterten Latosol, mineralogisch bestehend aus Kaolinit und Quarz mit Hämatitkongretionen. Der Boden ist in ähnlicher Form auf Vulkaniten, Plutoniten und Sedimentgesteinen ausgebildet. Der Paläoboden wird überlagert von einer mittel- bis späteozänen Sedimentserie, deren terrestrische Teile unter semiariden Bedingungen abgelagert wurden (PETERSON & ABBOTT 1977). Die Autoren nehmen auf Grund ihrer deutlichen Befunde einen akzentuierten Klimaumschwung im späten Mitteleozän an, einen Übergang von einem feuchten tropischen Klima mit Jahresmitteltemperaturen von 20 bis 25°C und Jahresniederschlägen von 1250 bis 1900 mm zu einem kühleren semiariden Klima mit Jahresmitteltemperaturen zwischen 18 und 20°C und Niederschlägen unter 630 mm (PETERSON & ABBOTT 1977: Tab. 1). Verglichen mit den Ergebnissen der floristischen Untersuchungen wird der Klimaumschwung etwas früher angesetzt (Abb. 14).

Für warme und feuchte Klimabedingungen noch während des älteren Eozäns sprechen auch Untersuchungen aus Norddakota (HICKEY 1977), wo auf Grund floristischer und mineralogischer Befunde ein subtropisches, humides, nichtsaisonales Klima angenommen wird. Vom mittleren Eozän ab setzt ein Trend zu saisonal verteiltem und reduziertem Niederschlag ein.

Für das Colorado Plateau selbst sind keine sicheren paläozänen oder eozänen Paläoböden bekannt, die auf ein

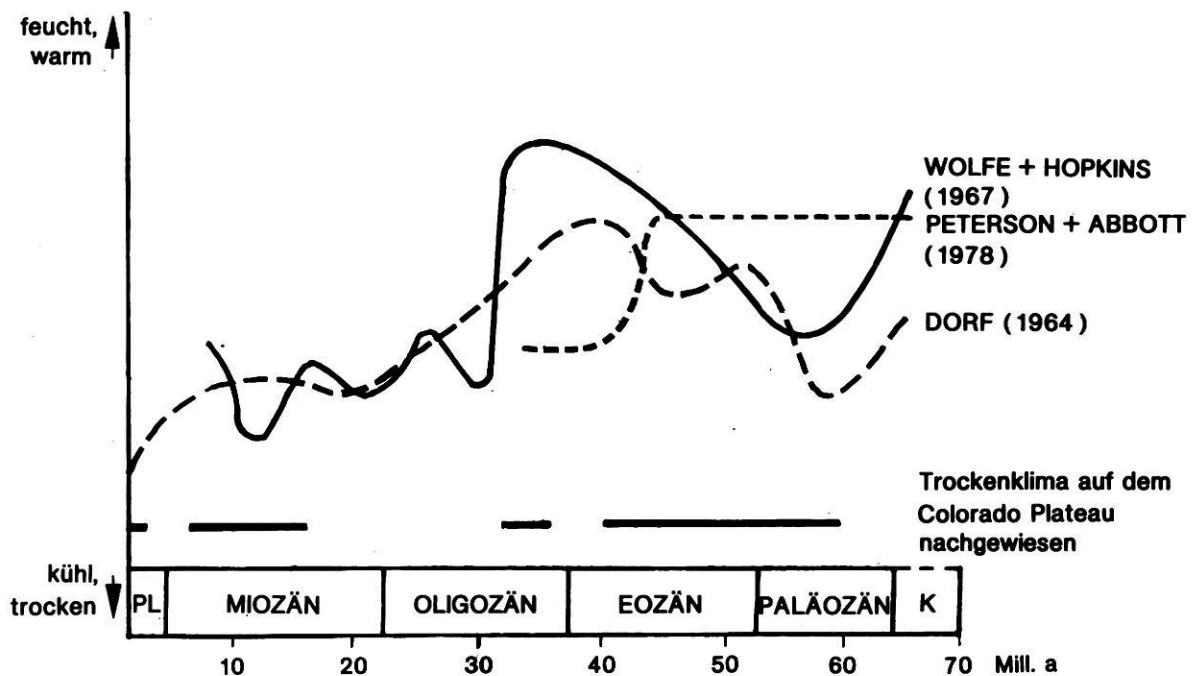


Abb. 14: Schematische Klimaverlaufskurven für das Tertiär in Nordwestamerika.

feuchtwarmes Klima während des frühen Tertiärs schließen ließen. Aus dem Piceance Becken in Colorado sind in jüngster Zeit Verwitterungsbildungen beschrieben worden, die von der Wende Kreide/Tertiär stammen (JOHNSON & MAY 1980). Hier wird die oberkretazische Mesaverde Formation von der paläozänen Wasatch Formation überlagert. Zwischen beiden existiert eine pollenanalytisch nachgewiesene Schichtlücke, die, lokal unterschiedlich, vom späten Campan bis zum späten Paläozän reichen kann (JOHNSON & MAY 1980: 24). Unterhalb dieser Diskordanz liegt eine mehrere Dekameter mächtige Verwitterungszone, in der Kaolinit angereichert ist, und in der die Feldspäte verwittert sind. Das im Sediment ursprünglich vorhandene Karbonatzement ist bis in eine Profiltiefe von mehr als 100 m verschwunden. Die Diskordanzfläche hat ein ausgesprochen geringes Relief. Das Verwitterungsprofil dürfte unter den feuchtwarmen Bedingungen der ausgehenden Kreide und möglicherweise noch des beginnenden Tertiärs gebildet worden sein, aber noch vor dem Einsetzen der laramischen Tektonik in diesem Gebiet.

Aus den paläozänen und eozänen Sedimentserien im Uinta, Piceance und San Juan Becken (vgl. Abb. 4, Karte 1) lassen sich Hinweise auf das Paläoklima der Folgezeit gewinnen. Der erste Versuch einer Abschätzung der Klimabedingungen bei der Ablagerung der mitteleozänen Green River Formation des Uinta Beckens stammt von BRADLEY (1929), der auf der etwas unsicheren Grundlage von Vergleichen des Seevolumens mit der Einzugsgebietsfläche eine mittlere Jahrestemperatur von 18° C und einen Jahresniederschlag zwischen 750 und 1100 mm berechnete, eine Ansicht, die noch in der Standardveröffentlichung zur

Geologie des Känozoikums des Colorado Plateaus referiert wird (HUNT 1956) und in ähnlicher Form von BRADLEY & EUGSTER (1969) nochmals aufgegriffen wird.

Die Flora der Green River Formation läßt gegenüber den früheozänen Floren aus Norddakota (HICKEY 1977) eine Klimaverschlechterung mit Hinwendung zu eher subhumiden Bedingungen erkennen. (MacGINNITIE 1969). Die größten Ähnlichkeiten in Umwelt und Zusammensetzung der Green River Flora sollen demnach an der äquatorwärts gerichteten Grenze der trockenen Tropen liegen. Jüngste Untersuchungen der Palynologie der paläozänen/eozänen Wasatch und der (früh ?) bis mitteleozänen Green River Formation im Piceance Becken zeigen jedoch subtropisches, z.T. feucht-subtropisches Klima an (JOHNSON & MAY 1978).

Die Aussagen der floristischen und palynologischen Untersuchungen der Wasatch und Green River Formation im Uinta und Piceance Becken sind allerdings für eine großräumige Extrapolation bezüglich des Paläoklimas nur wenig geeignet, da die Sedimentation vorwiegend unter lakustrischen Bedingungen stattfand, und dadurch eine starke Azonalität in Flora und auch Fauna bewirkt worden sein dürfte. So deuten gerade die Proben aus limnischen Schichten auf feuchte subtropische Verhältnisse hin (JOHNSON & MAY 1978).

Die Umgebung des Sees kann hingegen durchaus aride Züge getragen haben. Es wird heute angenommen, daß sich im Umfeld des Sees, in dem die Green River Formation in Wyoming abgelagert wurde, weite Playaflächen befanden

haben, und daß die Aufschüttung der Green River Formation zumindest zeitweise von wüstenklimatischen Bedingungen begleitet war mit der Bildung von Natriumkarbonatlagern (Soda) (EUGSTER & SURDAM 1973, BRADLEY 1973). Salinare Faziesbereiche sind auch im paläozänen bis früheozänen Flagstaff Kalkstein in Utah (STANLEY & COLLINSON 1979) und in der Green River Formation in Utah (HINTZE 1973) und Colorado (DYNI 1974, ROBSON & SAULNIER 1981) enthalten, was auf ähnliche Bildungsbedingungen hinweist. Nach MacGINNIE (1969) hatten die Seen der Green River Formation einen hohen pH-Wert.

Die Untersuchungen der tertiären Sedimente im San Juan Becken - dieses Becken war im Paläozän und Eozän Akkumulationsgebiet - haben paläoklimatische Betrachtungen nur sehr peripher einbezogen. Die paläozäne Nacimiento Formation wurde in einem vorwiegend terrestrischen Milieu abgelagert, in Flußbetten, Flußauen, aber auch ephemeren Seen. In limnischem Milieu wurden Tonschiefer abgelagert, wo eine Reptilienfauna, charakterisiert durch Krokodile, Wassereidechsen (*Champsosaurus*) und viele Arten von Schildkröten, gefunden wurde (BALTZ 1967). Die Palynologie (ANDERSON 1960) deutet auf Sedimentation in einem Tiefland nicht weit entfernt von temperierten Hochländern hin. Die früheozäne San Jose Formation, das jüngste Sediment im San Juan Becken, wurde teilweise in sumpfigen Flachländern, teilweise unter trockeneren, savannenähnlichen Bedingungen abgelagert (BALTZ 1967). Darauf weisen vor allem die Faunen der unterschiedlichen Faziesbereiche hin.

Aus den bisher für das Colorado Plateau vorliegenden Befunden läßt sich der für den nordamerikanischen Großraum angenommene eozän-oligozäne Klimaumschwung weder bestätigen noch zurückweisen. Eine klare Linie oder Tendenz auch der alttertiären Klimaentwicklung auf dem Colorado Plateau wird nicht erkennbar. Auffällig ist, daß sich im älteren und mittleren Eozän feuchte und trockene Phasen anscheinend abwechselten (BALTZ 1967, EUGSTER & SURDAM 1973). Dabei ist nicht auszuschließen, daß vor allem die durch die floristischen, faunistischen und palynologischen Untersuchungen von Seesedimenten nachgewiesenen feuchten Verhältnisse lediglich azonale Bedingungen widerspiegeln. Somit wird ein feuchter Charakter des Paläoklimas betont, der in großräumigerem Maßstab gar nicht vorhanden gewesen sein muß. Die Möglichkeit ist nicht von der Hand zu weisen, daß im Umfeld der Seen eher trockenklimatische Bedingungen geherrscht haben.

Versucht man nun die im Navajo Stufenland, in den Chuska Mountains und im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation, gewonnenen Vorstellungen bezüglich der Paläomorphodynamik und darüber des Paläoklimas (vgl. 3.2.1, 3.2.2) in den großräumigen Rahmen zu integrieren, sind auf der einen Seite gute Übereinstimmungen festzustellen, auf der anderen Seite ergeben sich aber Schwierig-

keiten in der Einordnung. Die im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen trockenklimatischen Phasen sind zur Orientierung in der Darstellung der Klimaverlaufskurven des Tertiärs eingezeichnet (Abb. 14).

Die Bildung von Caliche-Profilen im jungen Pliozän und Ältestpleistozän passen sich ebenso wie die für die Zeit der Entwicklung der Hopi Buttes Oberfläche im Miozän nachgewiesenen trockenklimatischen Verhältnisse in das großräumige Konzept ein, in dem ein kühleres und trockeneres Klima für die Zeit nach dem Klimaumschwung im Eozän/Oligozän belegt ist.

Daß für die Zeit der Wiederverfüllung der Täler in den Chuska Mountains in Zusammenhang mit dem mitteloligozänen Vulkanismus (vgl. Abb. 11) keine feuchtwarmen Bedingungen angenommen werden dürfen, und daß die Verkittung des eozänen Chuska Sandsteins sich eher unter trockenklimatischen Bedingungen vollzog, ist ebenfalls mit den großräumig angenommenen Bedingungen vereinbar. Das gilt bedingt auch noch für die Zeit der Ablagerung des äolischen Chuska Sandsteins im Eozän, der unter trockenklimatischen, wahrscheinlich extrem trockenen Verhältnissen in einem Wüstenbecken sedimentiert wurde, wenn man den Klimaumschwung etwas früher - als in den Klimakurven geschehen - nämlich im früheren Eozän ansetzt. Der Befund aber, daß sich die Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins, die Tsaile Oberfläche (Abb. 11), im Paläozän bis (frühen) Eozän zumindest in der Spätphase ihrer Genese unter trockenklimatischer Morphodynamik entwickelt hat, widerspricht der großräumigen Situation, die in dieser Zeit ein feuchtwarmes Klimaoptimum sieht.

Das Colorado Plateau muß im Alttertiär besondere klimatische Bedingungen aufgewiesen haben, zumindest dessen südlicher Teil, doch auch aus dem Norden sind ja Hinweise auf zeitweise vorhandene trockenklimatische Verhältnisse im Alttertiär in Form von Salzlagerstätten bekannt. Gründe für das regional abweichende paläoklimatische Verhalten des Colorado Plateaus dürften in besonderen orographischen Bedingungen zu suchen sein.

Die bestimmende Windrichtung hat sich im Verlauf des Tertiärs und Quartärs nicht oder nur wenig verändert. Südwestliche bis südöstliche Winde sind und waren dominierend. Auch der eozäne Chuska Sandstein wurde durch Winde aus südsüdwestlicher Richtung aufgeschüttet (WRIGHT 1956). Im Alttertiär stellten sich dem potentiell niederschlagsbringenden Winden im Südwesten bis Südosten große Erhebungen entgegen, die für das Colorado Plateau einen *Regenschatteneffekt* bewirkten. Im Südosten entstanden während der laramischen Phase im Gebiet der südlichen Rocky Mountains gewaltige Aufwölbungen, von denen Sedimente u.a. in das San Juan Becken geschüttet wurden (BALTZ 1967, TWETO 1975).

Im Süden und Südwesten des Colorado Plateaus verlief während des Alttertiärs ein langgestrecktes Hochland, das

zentrale Hochland von Arizona (Central Arizona Highlands), das bis nach New Mexico hineinreichte. Das Colorado Plateau lag zu dieser Zeit tiefer als das südlich benachbarte Hochland; es bestand noch eine durchgehende Verbindung, so daß Flüsse, die im zentralen Hochland ihr Ursprungsgebiet hatten, während des Alttertiärs in Richtung auf das Colorado Plateau flossen (vgl. 5.3.3). Erst die Trennung von der Basin-und-Range-Provinz im Miozän brachte das Colorado Plateau in eine relative Hochlage gegenüber den sich südlich anschließenden Gebieten. Die auf dem Colorado Plateau auch während des Alttertiärs herrschenden ariden bis semiariden morphodynamischen Bedingungen können durch die Lage im Lee von Randgebirgen erklärt werden.

### 3.3 Zusammenfassung

Die in der allgemeinen Problemstellung (vgl. 2) bezüglich der auf dem Colorado Plateau vorhandenen Schnittflächen aufgeworfenen Fragen können nach Abschluß des ersten Hauptteils beantwortet werden.

Die unter den Bedingungen der rezenten ariden Morphodynamik entwickelten Schnittflächen sind immer integrierter Bestandteil der Schichtstufenlandschaft. Innerhalb der dominierend strukturangepaßten Formung handelt es sich bei

ihnen nicht um durch besondere klimatische Einflüsse bedingte Varianten der Morphodynamik. Die rezenten Schnittflächen sind ausnahmslos in sehr wenig resistenten Substraten entwickelt und liegen in der Regel im Vorland von Schichtstufen (vgl. 3.1).

Die unter tertiären Decksedimenten konservierten, inaktiven Schnittflächen stellen keine eigenständige Reliefgeneration im Sinne einer prinzipiellen klimagenetischen Differenzierung dar. Das gilt sowohl für die im Gebiet der Chuska Mountains erhaltenen Oberflächen (vgl. 3.2.1) wie für die im Verbreitungsgebiet der Bidahochi Formation erhaltenen Oberflächen (vgl. 3.2.2). Die Skulpturflächen der fossilisierten Reliefs liegen wie die rezenten Schnittflächen in geringresistenten Substraten, wobei leichte Resistenzunterschiede schon zu einer selektiven Modellierung führen.

Auf dem Colorado Plateau haben *während des ganzen Tertiärs*, wahrscheinlich mit Ausnahme des frühen und mittleren Paläozäns, *trockenklimatische morphodynamische Bedingungen* geherrscht. In der paläoklimatischen Entwicklung des Südwestens der Vereinigten Staaten nimmt es, bedingt durch seine Lage im Lee von Randgebirgen in der frühen Phase der Entwicklung, eine *Sonderstellung* ein, die es von den sonst noch für das Eozän nachgewiesenen feuchtwarmen Bedingungen ausschloß.

## 4. Die Pedimente

### 4.1 Einleitung

#### 4.1.1 Definitorisches

Leider steht für die geomorphologische Betrachtung von Pedimenten international wie national kein vereinheitlichter Begriffsapparat zur Verfügung, da fast jeder Autor gemäß seinen prozessualen und genetischen Vorstellungen seine eigene Definition des Pedimentbegriffs entwickelt hat. "Definitions are almost as numerous as authors." (COOKE & WARREN 1973: 188). Ansichten und Theorien der verschiedenen Autoren zur Pedimentbildung sollen hier nicht nochmals kommentierend referiert werden. Das ist häufig geschehen, und es sei auf die ausführlichen und klaren Darstellungen von COOKE & WARREN (1973), vornehmlich für den englischsprachigen Raum, und WENZENS (1974), der die deutschsprachige Literatur einbezieht, hingewiesen.

Wegen der mangelnden Normung der in der Pedimentforschung gebrauchten Begriffe wird es erforderlich, die in dieser Arbeit verwendeten Begriffe kurz zu erläutern, um

Mißverständnissen vorzubeugen. Der beschreibende Begriff *Fußfläche* ist relativ unumstritten. Eine Fußfläche ist der sanft abfallende Relieftteil zwischen gebirgigem Hinterland und flachem Beckenvorland oder einer von einem Fluß durchzogenen Ebenheit. Schwierigkeiten bereitet der Gebrauch des Begriffes *Pediment* selbst. Er sollte nicht für Fußflächen oder solche Fußflächenteile verwendet werden, die "sich im morphologisch weicheren, d.h. der Abtragung gegenüber weniger resistenten Sedimentgesteinen der Vorlandsenken von Gebirgen, aber auch im Stufenland geologisch junger (meist tertiärer) Sedimentgesteine ausbilden bzw. ausgebildet haben" (MENSCHING 1973: 137). Derartige Fußflächen sollen als *Glacis* bezeichnet werden.

Nun sind aber die im Untersuchungsgebiet auftretenden Fußflächen durchweg nicht in jungen Beckensedimenten von Vorlandsenken ausgebildet, wie es in großem Umfang in der Basin-und-Range-Provinz der Fall ist. Die Fußflächen des Colorado Plateaus sind in der Regel in mesozoischen Sedimentgesteinen geformt worden, in den Beispielgebieten vorwiegend in jurassischen und kretazischen

Schichten, die nicht an eine tektonische Beckenlage gebunden sind. Aus diesem Grund wäre der Begriff Glacis für diese Fußflächen unangebracht.

Eine weitere, nicht ungewichtige, wissenschaftsgeschichtliche Begründung kommt hinzu. Die Henry Mountains auf dem Colorado Plateau, die auch ein Beispielgebiet in dieser Untersuchung darstellen, können als Typlokalität für das Vorkommen von Pedimenten gelten. Von hier stammen die Pionieruntersuchungen von GILBERT (1877) über die Oberflächenformen, die unter der Bezeichnung Pediment Eingang in die Literatur fanden. Im Bewußtsein angelsächsischer Geomorphologen gehören der Begriff Pediment und die Henry Mountains untrennbar zusammen. "The Henry Mountains are as much a type locality for pediments as for laccoliths." (HUNT 1953: 190).

Hinsichtlich der feineren Untergliederung der Fußfläche möchte ich der Einteilung von WENZENS (1974, 1978) folgen. Danach ist ein *Felspediment* derjenige Bereich der Fußfläche, in dem das die Abtragungsoberfläche bedeckende Schutt- und Verwitterungsmaterial in seiner Gesamtheit bewegt wird, so daß aktive Felspedimentation stattfinden kann. Auf einem *Schuttpediment* hingegen werden lediglich die oberen Partien einer mächtigen Schutt- oder Verwitterungsdecke bewegt; es findet nur eine Schuttpedimentierung statt.

#### 4.2.1 Problemstellung

Obwohl Pedimente sich vielfach, wie es die Verhältnisse in der Basin-und-Range-Provinz zeigen, an einen von Struktur und Tektonik vorgegebenen initialen Reliefunterschied anlegen, sollten sie dennoch nicht als strukturbedingte Formen bezeichnet werden, da sie die unterlagernde Gesteinsstruktur schneiden. Sie unterscheiden sich als Formtyp schon im Landschaftsbild, besonders aber in ihrer geomorphologischen Gestaltung deutlich von den auf dem Colorado Plateau dominierend vertretenen strukturbestimmten Schichtstufen-, -kamm- und Schichttafelreliefs.

Aus dem räumlichen Nebeneinander von Pedimenten und strukturbestimmten Formen ergibt sich die Notwendigkeit der Fragen, ob die Pedimente als Formungstyp eine zeitliche Phase der Morphogenese repräsentieren, ob sie sich als azonale Elemente auf Grund besonderer Lagebeziehungen parallel mit Strukturformen entwickelten, ob sie rezent in Weiterentwicklung oder Zerstörung begriffen sind, und welche Faktoren in der Beantwortung der vorhergehenden Fragen eine Rolle spielen.

Dabei kann die erste, versteht man sie in einem klimagenetischen Zusammenhang, auch schon in der allgemeinen Problemstellung (vgl. 2) aufgeworfenen Frage recht leicht beantwortet werden. Die Möglichkeit, daß die Pedimente eine durch besondere klimatische Bedingungen bedingte Reliefgeneration darstellen, ist nach Kenntnis des voraus-

gegangenen Kapitels zurückzuweisen, da prinzipielle Klimaschwankungen während der Reliefentwicklung des Colorado Plateaus ausgeschlossen werden können. Vielmehr wurde die Genese der Pedimente durch besondere räumliche Verteilungsmuster gefördert. Das Hauptverbreitungsgebiet der Pedimente liegt in der Umrahmung der Lakkolithe. Hier an ihren durch räumliche Einflüsse vorgegebenen Position nehmen sie immer eine für die regionale Reliefentwicklung spezifische zeitliche Phase in der Morphogenese ein.

Die Stellung der Pedimente innerhalb der Morphogenese soll exemplarisch an zwei Beispielgebieten untersucht werden. Es wurden dafür die Abajo und die Henry Mountains (Abb. 3) ausgewählt. Die Henry Mountains boten sich als klassisches Gebiet der Pedimentforschung an; in den Abajo Mountains sind die Pedimente besonders weitflächig ausgebildet, dazu in sehr unterschiedlicher Lage zur Erosionsbasis, was für eine differenzierte Ausgestaltung ein bedeutsamer Faktor sein kann (MENSCHING 1973).

## 4.2 Die Pedimente in den Abajo Mountains

### 4.2.1 Lage und geologische Rahmenbedingungen

Die Abajo Mountains liegen im San Juan County in Südostutah im zentralen Teil des Colorado Plateau (vgl. Abb. 3). Die Berge selbst nehmen eine Fläche von 400 km<sup>2</sup> ein. Sie erreichen ihre größte Höhe im Abajo Peak mit 3462 m NN. Sie überragen ihre Umgebung stellenweise um mehr als 1500 m. Die Gipfel der Abajo Mountains weisen gerundete Formen auf (Photo 7). Die Berge waren während des Pleistozäns nicht vergletschert. In den größeren Höhen sind die Abajo Mountains waldbedeckt, die Flanken liegen in der pinyon-juniper Zone. Die klimatischen Verhältnisse im Vorland lassen sich am Klimadiagramm von Monticello ablesen (vgl. Abb. 7), das im Osten der Berge liegt. Von den Abajo Mountains geht eine Radialentwässerung aus (Abb. 15). Die Gewässer an der Nord- und Nordwestflanke werden über den Indian Creek direkt dem Colorado zugeführt. Die Gewässer an der Nordostflanke gelangen über den Hatch Wash zum Colorado (Abb. 3). Die Gewässer der Ostseite wie Vega Creek und Verdure Creek fließen zum Montezuma Canyon, der in den San Juan River mündet. Die Südseite der Abajo Mountains wird durch den Recapture Creek und den South Cottonwood Wash zum San Juan River entwässert.

Die Abajo Mountains sind eines der lakkolithischen Zentren auf dem Colorado Plateau. Geologisch sind sie von WITKIND (1964) bearbeitet worden. Das jüngste von den Intrusionen betroffene Sedimentgestein ist der oberkretazische Mancos Shale. WITKIND (1964) stellte darum das Alter der Intrusivkörper unter Vorbehalt in die Zeit von der Oberen Kreide bis zum frühen Eozän. Erst die K-Ar-Datierung erbrachte genauere Vorstellungen über das Alter (ARMSTRONG 1969) (vgl. Tab. 2). Danach entstanden



Photo 7: Die Ostflanke der Abajo Mountains (Aufnahme: SCHMIDT 1976).

die *Lakkolithe* der Abajo Mountains im *oberen Oligozän* vor 28 Mio. a. Durch die subvulkanische Aktivität wurden die Sedimentgesteine verbogen, an den Flanken der Intrusionen z.T. steil gestellt, was im Verlauf der Abtragung der Sedimentgesteinsbedeckung stellenweise auch zur Ausbildung von Schichtkämmen führte.

Im Südwesten bis Nordwesten werden die Abajo Mountains von einem Gebiet umgeben, das durch die kurzen Zuflüsse zum Colorado und einen Nebenfluß des San Juan River, den South Cottonwood Wash, sehr scharf zerschnitten ist und das typische Landschaftsbild der Canyonlands aufweist. Nach Westen erfolgt der strukturelle Anstieg zur Monument Aufwölbung (vgl. Abb. 4). Im Südosten und Nordosten, besonders aber im Osten der Abajo Mountains ist das Relief ruhiger. Im Osten liegt im Wasserscheidenbereich zwischen Hatch Wash (Colorado) und Montezuma Creek (San Juan River) die *Great Sage Plain*, ein Plateau mit sehr ausgeglichenem Relief, das östlich von Monticello Höhen um 2100 m NN aufweist und nach Süden hin an Höhe abnimmt. Die *Great Sage Plain* wird durch den Montezuma Canyon und seine Zuflüsse zerschnitten (Abb. 16). Der Montezuma Canyon hat am Dodge Point eine maximale Tiefe von über 400 m. Von der Plateauoberfläche gesehen bleibt die tiefe Zerschneidung fast unbemerkt. Die Oberfläche der *Great Sage Plain* wird von einem resistenten Gesteinspaket gebildet, das aus dem Dakota Sandstein und der Burro Canyon Formation besteht. Stellenweise la-

gern diesem Paket noch Reste des Mancos Shale an. Die Sedimentgesteine der *Great Sage Plain* weisen eine nur sehr schwach geneigte, vielfach horizontale Schichtlagerung auf. Im Süden und Südosten sind die Schichten etwas stärker geneigt und fallen mit 1 bis 2° in Richtung auf das flache strukturelle Becken von Blanding ein.

#### 4.2.2 Die Verbreitung der Pedimente

Pedimente sind im Norden, Osten und Süden der Abajo Mountains entwickelt, dabei in weitflächigster Ausdehnung im Osten in Richtung auf die *Great Sage Plain* (Abb. 15). Auf der Westseite der Abajo Mountains, wo zerschnittene Plateaus im Anstieg zur Monument Aufwölbung (z.B. Elk Ridge) Höhen über 2500 m NN erreichen, sind keine Pedimente vorhanden. Es ist wahrscheinlich, daß die Westflanke zu keiner Zeit von Pedimentierungsprozessen betroffen war, und die Abajo Mountains zusammen mit den westlich benachbarten Plateaus ein Hochgebiet gebildet haben (vgl. WITKIND 1964).

Nur in den proximalen Teilen an der Ostflanke der Abajo Mountains sind Pedimente und Pedimentschotter flächendeckend und noch weitgehend unzerschnitten erhalten. Sonst sind die Pedimentflächen zerschnitten, und in weiterer Entfernung sind sie und zugehörige Schotterreste zunächst noch in fingerförmigen Resten, später nur noch in

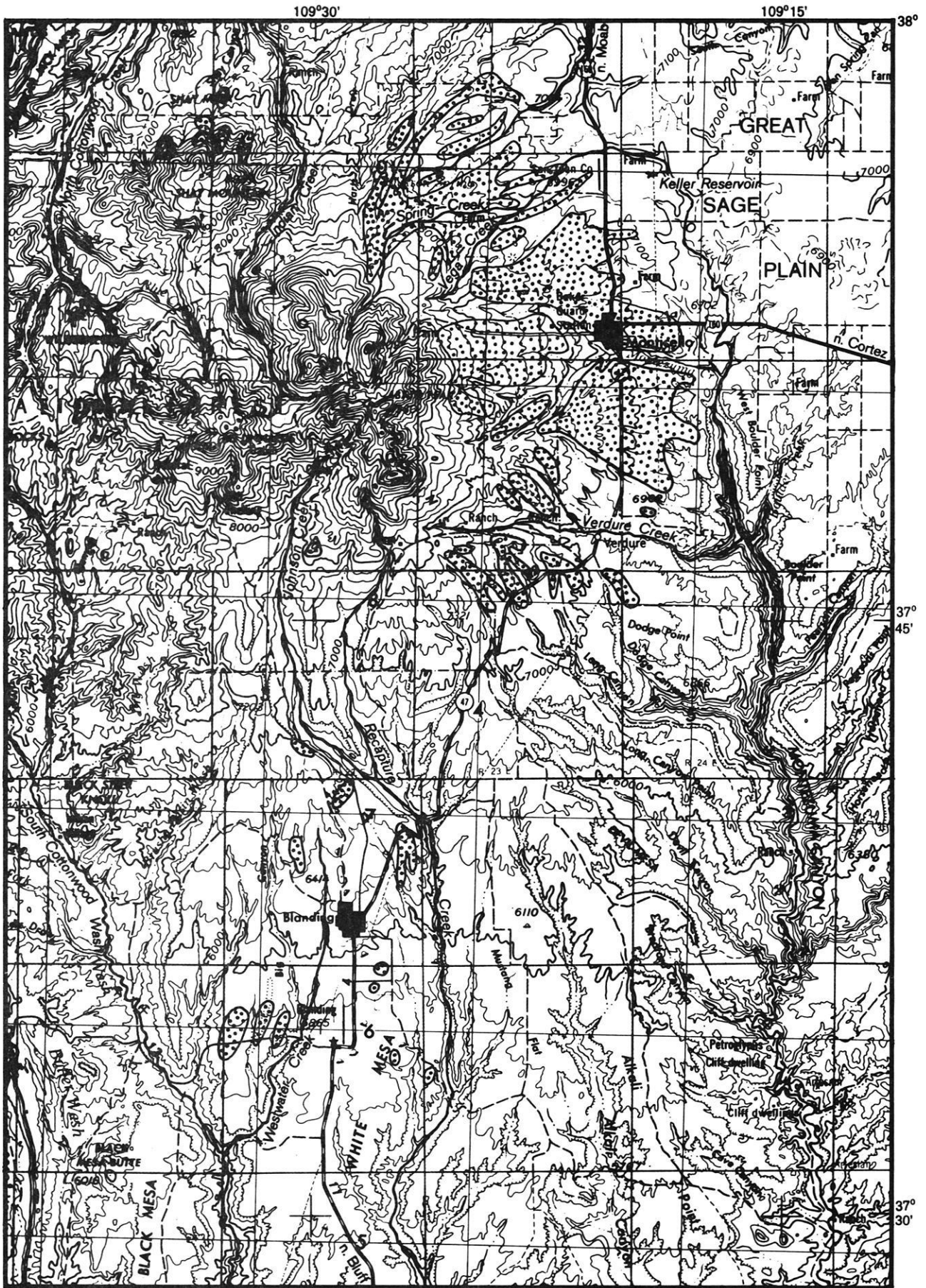


Abb. 15: Topographische Karte der Abajo Mountains mit Verbreitung der Pedimentschotter (gepunktet).  
 (Auszug aus der Topographischen Karte 1 : 250 000, Blatt Cortez).



isolierten Vorkommen zu finden. Die am weitesten ins Vorland vorgeschobenen Reste liegen im Südosten der Abajo Mountains im Raum Blanding, etwa 25 km von den Bergen entfernt. Die Zonen der weitesten Ausdehnung der Pedimente ins Vorland befinden sich dort, wo zum einen die von den Vorflutern ausgehende Zerschneidung am wenigsten weit fortgeschritten ist, und wo zum anderen die Vorflut zur Zeit der Ausbildung der Pedimente am weitesten von den Bergen entfernt lag.

Die Pedimente in der Umrahmung der Abajo Mountains lassen sich in zwei deutlich differenzierbare Niveaus untergliedern, wobei das untere allerdings nur stellenweise ausgebildet ist. Die Zweigliederung der Pedimente ist in der Literatur nicht erwähnt (WITKIND 1964; HUFF & LESURE 1965). Die Untergliederung erfolgt in ein von der Gestalt des heutigen Gewässernetzes unabhängiges *Hauptpedimentniveau* und ein jüngerer Niveau, das in das Hauptniveau eingeschachtelt ist und sich dem Verlauf von aus den Abajo Mountains kommenden Gewässern anschließt.

Das *jüngere Niveau* ist maximal wenige Zehner von Metern in das Hauptpedimentniveau eingetieft. Es ist nur dort entwickelt, wo die Vorflut der Radialentwässerung relativ hoch liegt. Das ist besonders nördlich von Monticello im Wasserscheidenbereich zwischen Hatch Wash und Montezuma Creek in Richtung auf die unzerschnittenen Teile der Great Sage Plain der Fall. Sonst ist lediglich das vom Gewässernetz unabhängige Hauptpedimentniveau entwickelt, das zur Zeit seiner Entstehung die Abajo Mountains im Norden, Süden und Osten flächendeckend umgeben haben wird, und zu dem auch die weit ins Vorland vorgeschobenen Reste gehören.

Die Oberfläche des Hauptpedimentniveaus setzt an den Bergen in Höhenlage um 2500 m NN an. Pedimentschottereste sind im Vorland noch in Höhen um 1750 m NN zu finden. In den proximalen Teilen hat die Fußfläche eine Neigung von 6°, die dann schnell geringere Werte zwischen 4 und 2° in den mittleren und distaleren Bereichen annimmt. Die Neigung zwischen den am weitesten ins Vorland reichenden Erosionsresten beträgt nur noch 1°.

In der Regel haben Fußflächen eine leicht konkave Oberfläche, deren Profil sich durch eine Exponentialfunktion annähern läßt, die dann eine sehr genaue Information über die Reliefgestalt zuläßt. Für die im Osten der Abajo Mountains liegende zum Vega Creek nordöstlich von Monticello gerichtete Fußfläche, die für die im Osten der Berge vorhandenen Fußflächen ein typisches Neigungsverhalten aufweist, konnte die Gleichung

$$y = 2595 e^{-0,01951 x}$$

berechnet werden.

Dabei ist  $y$  = Höhenlage (m)  
 $x$  = Entfernung von den Bergen (km).

Die entsprechende Gleichung für die nach Süden in Richtung Blanding und darüber hinaus verlaufende Fußfläche heißt:

$$y = 2421 e^{-0,01323 x}$$

Die südliche Fußfläche ist länger gestreckt und hat eine insgesamt etwas geringere Neigung. Sie hatte zur Zeit ihrer Ausbildung eine größere Entfernung zur Vorflut zu überbrücken.

Aus Verbreitung und Gliederung der Pedimente in den Abajo Mountains lassen sich schon einige vorläufige Befunde ablesen. Das Hauptpedimentniveau wird schon seit längerer Zeit zerstört und ist damit fossilisiert, was nicht bedeutet, daß die Pedimentbildung in diesem (Klima)-Gebiet generell fossil ist. Nach einer Zerschneidungsphase bildete sich ein jüngerer Niveau aus, das im Gegensatz zum älteren gewässernetzangepaßt ist und sich nur an bevorzugten Stellen entwickelt hat.

#### 4.2.3 Sedimentologische und bodenkundliche Aspekte

Obwohl die Pedimente in der Umrahmung der Abajo Mountains sehr weite Flächen einnehmen, sind sie nur auf einer sehr beschränkten Anzahl unterschiedlicher Schichten entwickelt. Es handelt sich dabei zu einem großen Anteil um den oberkretazischen Mancos Shale, der hier eine Abfolge leicht verwitterbarer, wenig widerständiger Ton- und Siltgesteine umfaßt (WITKIND 1964; HUFF & LESURE 1965). Daneben überziehen die Pedimente in ihren distalen Teilen nur noch den Dakota Sandstein und die unterkretazische Burro Canyon Formation. Diese Gesteine bilden auch den Untergrund der Oberfläche der Great Sage Plain. Der Dakota Sandstein besteht hier aus wechsellagernden widerständigeren Sandsteinpartien und gering resistenten Schiefem und Kohleschichten. Den Übergang zur Burro Canyon Formation bildet ein sehr widerständiges basales Konglomerat. Die im Montezuma Canyon Bereich 35 bis 55 m mächtige Burro Canyon Formation besteht zu zwei Dritteln aus sehr resistenten mit Kieselsäure, Limonit und Karbonaten verfestigten Sandsteinen und Konglomeraten (HUFF & LESURE 1965). Zusammen mit dem basalen Teil des Dakota Sandsteins bildet die Burro Canyon Formation die zwischen 30 und 60 m hohe vertikale Steilwand zwischen der Great Sage Plain und dem Canyonbereich. Nur an der Nordseite des Shay Mountain (Abb. 15) an der Nordflanke der Abajo Mountains liegen die Pedimente nicht auf kretazischen Schichten, sondern ziehen über die weichen Gesteine der San Rafael Gruppe (Jura) auf die resistenteren Sandsteine der Glen Canyon Gruppe (Jura, Trias) hinab.

Es ist zwar nur eine geringe Anzahl unterschiedlicher Schichten von der Pedimentation erfaßt worden, dennoch stellt aber die Abtragungsoberfläche unter den Pedimentschottern eine deutliche *Schnittfläche* dar. In einer Reihe benachbarter Aufschlüsse südwestlich von Blanding auf dem Plateau zwischen Cottonwood Wash und Westwater



Abb. 16: Blockdiagramm der Ost- und Südostflanke der Abajo Mountains (umgezeichnet nach HUFF & LESURE 1965).

Creek (Abb. 15) ist zu verfolgen, wie die Pedimentationsoberfläche von Sandsteinschichten innerhalb des Dakota Sandsteins auf Tonschieferschichten hinüberzieht. Die Schnittflächenbildung setzt jedoch bei Erreichen der mächtigen, stark resistenten Konglomerat- und Sandsteinschichten des basalen Dakota Sandsteins und der Burro Canyon Formation aus.

Felspedimente sind in der Umrahmung der Abajo Mountains heute nicht mehr an der Oberfläche vorzufinden. Die im anstehenden Gestein ausgebildeten Schnittflächen sind immer von mehr oder weniger mächtigen *Schutt- und Schotterdecken* überlagert. Spätere Phasen der Pedimentation können mithin nur unter den Bedingungen der Schuttpedimentation stattgefunden haben. Wo die Abtragungsoberfläche im Anstehenden aufgeschlossen ist, wirkt das Gestein im Kontaktbereich sehr frisch und unverwittert. Dieser Eindruck wird durch die mineralogische Analyse bestätigt. Im Profil vom anstehenden Gestein in Richtung auf die ehemalige Pedimentationsoberfläche ist keine Veränderung der mineralogischen Zusammensetzung festzustellen, die auf eine stärkere Verwitterung und Bodenbildung vor oder während der Pedimentation schließen lassen würde. Auch in Nordmexiko ist die Pedimentation nicht unter intensivere Verwitterungsvorgänge begünstigenden Klimaverhältnissen erfolgt, wofür der stets hohe Montmorillonitgehalt von Tonschieferverwitterungsresiduen auf den Pedimenten spricht (WENZENS 1974: 139).

Die *Auflagerungsfläche* der Schotterbedeckung ist nicht überall aufgeschlossen, dennoch erlauben die zur Verfügung stehenden Aufschlüsse einige Angaben über die Verteilung der Schottermächtigkeiten. Die Schotterbedeckung wird im mittleren Fußflächenbereich bis 30 m mächtig. In den weiter vom Bergland entfernten Teilen nimmt sie in ihrer Mächtigkeit ab und erreicht nur noch Werte von 2 bis 4 m auf den Fußflächen im Osten der Abajo Mountains, jedoch noch Werte von 10 m auf den am weitesten von den Bergen entfernten Teilen südlich von Blanding. Die mittlere Korngröße der Schotter nimmt mit zunehmender Entfernung von den Bergen ab, jedoch konnten in einem 25 km vom Gebirgshinterland entfernten Aufschluß noch Schotterdurchmesser von einem Meter gemessen werden. Petrographisch bestehen die Pedimentschotter in der Hauptsache aus Porphyren aus den Abajo Mountains. In den distaleren Teilen treten zunehmend Schotter von lokalen Sandsteinen und verkieselten wiederaufgearbeiteten Konglomeratschottern auf. In ihren Eigenschaften unterscheiden sich die Schotter des jüngeren Niveaus nicht signifikant von denen des Hauptpedimentniveaus.

Im Vorland werden die Schotter des Hauptpedimentniveaus von einem durchschnittlich 1 bis 2 m mächtigen *Wüstenlöß* bedeckt. Das Korngrößenmaximum dieses Sandlöses liegt in der feinsten Sandfraktion (0,063 bis 0,125 mm) mit Anteilen meist über 50%, der Schluffanteil macht Werte zwischen 15 und 30% aus (HUFF & LESURE 1965).

Böden innerhalb des und auf dem Aufschüttungskörper sind in Form von *Caliche* entwickelt. Über Kalkkrusten (caliche, calcrete) existiert eine sehr umfangreiche Literatur (REEVES 1970, 1976, ARISTARAIN 1971, GOUDIE 1973, WENZENS 1974, BLÜMEL 1979, 1981)<sup>22</sup>. Es wird eine Vielzahl unterschiedlicher Benennungen für Kalkkrusten verwendet (Aufstellung bei REEVES 1976: 4f.). Hier soll entsprechend dem Ort des Auftretens der Kalkkrustenprofile die im Südwesten der Vereinigten Staaten übliche Bezeichnung Caliche verwendet werden, ohne daß dieser Bezeichnung genetische Implikationen inne liegen. Es wird auch nicht, wie WENZENS (1974) es tut, differenziert zwischen Caliche und verfestigten Schottern. Die beschreibende Definition BLAKEs (1902) aus Südarizona, die auch von REEVES (1976) aufgegriffen wird, kann ohne größere Einschränkungen für das Untersuchungsgebiet übernommen werden. Caliche wird definiert als "a calcareous formation of considerable thickness and volume found a few inches or a few feet, beneath the surface-soil, upon the broad, dry, gravelly plains and mesas. It is practically a continuous sheet, from three to fifteen feet thick.... The top of the caliche is more dense and solid than the lower portions. The surface of this top crust, or layer, is comparatively smooth, though undulating, while the lower portions, under the crust, are irregular, cavernous, earthy and very porous, blending gradually with the materials of the sandy and gravelly beds, from which they are divided by no sharply defined plane of stratification or separation" (BLAKE 1902: 221).

Die einzelnen Theorien zur Kalkkrustenbildung, ihre Stärken und Schwächen, werden bei GOUDIE (1973), WENZENS (1974) und REEVES (1976) ausführlich diskutiert.

Auf die wesentlichen Unterscheidungsmerkmale reduziert lassen sich vier prinzipiell verschiedene *Modellvorstellungen* ausgliedern. Das lakustrische Modell (1) und das fluviale Modell (2) können nur bei besonderen Lagebeziehungen angewendet werden, die im Untersuchungsgebiet nicht gegeben sind. Die beiden anderen Modellvorstellungen führen die Anlage von Caliche auf im wesentlichen pedogenetische Prozesse zurück. Die Aszendenztheorie (3) erklärt die Ausbildung von Kalkanreicherungs-horizonten durch kapillar aufsteigendes Bodenwasser, das oberflächennahen Grundwasserhorizonten oder anderen Wasservorräten entstammt und seinen Kalkgehalt in der Nähe der Bodenoberfläche durch Verdunstung ausscheidet. Die Deszendenztheorie (4) geht davon aus, daß Kalziumkarbonat in oberen Bodenhorizonten durch Niederschlagswasser gelöst wird und in den unteren Teilen eines Bodenprofils angereichert wird.

Die Aussage "Theorien auf der Grundlage aszendenten Lösungsmittelbewegung, die vor allem im deutschsprachigen

<sup>22</sup> Die Literaturübersicht erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Es sind nur neuere Titel genannt. Umfassendere Literaturangaben sind bei GOUDIE (1973), WENZENS (1974), REEVES (1976) und BLÜMEL (1981) zu finden.

Raum lange vertreten wurden, erscheinen gegenwärtig immer mehr entkräftet" (BLÜMEL 1979: 155) kann auf der Grundlage nicht nur der in der Umrahmung der Abajo Mountains, sondern der in weiten Teilen des Colorado Plateaus gewonnenen Befunde voll unterstützt werden. In ähnlicher Form äußert sich REEVES (1976: 108). "Evidence against the idea of capillary rise of the calcium carbonate being able to significantly contribute to massive caliches has been revealed in several categories, such as engineering, isotopic dating and lithology".

Kapillar aufsteigende Lösungen sind in den groben Schottern ohne wesentliche Feinmaterialkomponente, in denen die meisten Calicheprofile des Colorado Plateaus und eben auch die in der Umrahmung der Abajo Mountains ausgebildet sind, schwer vorstellbar, selbst wenn ein oberflächennaher Wasserspiegel vorhanden ist. Dieser ist aber nur in seltenen Ausnahmefällen entwickelt. Die Genese der Caliches des Colorado Plateaus kann von durch besondere Lagebeziehungen bedingten Ausnahmen<sup>23</sup> abgesehen nur unter den Bedingungen des Deszendenzmodells abgelaufen sein.

Neben den verschiedenen Modellen der Genese wurden auch die klimatischen Bedingungen, unter denen sich Caliche entwickeln kann, in der Literatur z.T. recht kontrovers diskutiert (vgl. dazu: GOUDIE 1973, WENZENS 1974, REEVES 1976). Alle Autoren stimmen lediglich darin überein, daß das Klima weder sehr feucht noch sehr trocken sein darf. Als oberer Niederschlagsgrenzwert wird im allgemeinen ein Jahresniederschlag von 500 mm angenommen, der sich bei sehr heißen Klimaten etwas nach oben verschieben kann (REEVES 1976). Der untere Grenzwert dürfte bei Jahresniederschlägen etwas über 100 mm liegen. Semiaride bis aride Klimabedingungen sind mithin eine Voraussetzung für die Möglichkeit der Entwicklung von Caliche. Die für die Umrahmung der Abajo Mountains repräsentativen Klimastationen weisen Niederschlagswerte von 392 mm (Monticello, Höhenlage 2154 m NN) und 337 mm (Blanding, Höhenlage 1856 m NN) auf. In holozänen Lockermaterialaufschüttungen finden sich zahlreiche Beispiele noch recht schwacher Caliche-Pedogenese in Form von Kalkanreicherungs zonen.

In den proximalen Teilen der Fußflächen der Abajo Mountains ist die Oberfläche der Pedimentschotter nur wenig stark mit Kalk verfestigt. Ein vollständiges Calicheprofil ist nicht ausgebildet, die lagig-blockige Kruste als oberer Abschluß des Profils fehlt. Es existiert lediglich eine um 1 m mächtige, noch erdige, lockere Unterkruste mit nur vereinzelt Konkretionen (Nodulen). Diese Verhältnisse finden sich sowohl an der Ostflanke wie Südflanke der Berge. In

<sup>23</sup> Derartige Ausnahmefälle beschreibt COOLEY (1961). Am Glen Canyon (heutige Lage des Lake Powell in Abb. 3) ist eine Caliche entwickelt, die an einen Sickerwasserausstritt gebunden ist. Bei dieser Calichebildung liegt eine enge Verwandtschaft zu einer Travertindecke vor.

größerer Entfernung von den Abajo Mountains auf den flacher geneigten Teilen der Fußflächen in geringerer Höhenlage ist dann auch eine harte, lagige, bis 30 cm mächtig werdende massive Oberkruste entwickelt. Der Kalkgehalt in dem massiven oberen Abschluß der Calicheprofile steigt bis auf einen Wert von 87% in der Caliche am Straßenknick westlich des Recapture Creek in einer Höhenlage von 1940 m und einer Entfernung von 16 km von den Bergen (Abb. 15) und auf einen Wert von 95% in der Caliche auf der Höhe zwischen Cottonwood Wash und Westwater Creek bei einer Höhenlage von 1760 m NN und einer Entfernung von den Bergen von 24 km (Abb. 15).

Der durchgängig vorhandene Geländebefund, daß die proximalen Teile der Fußflächen eine nur schwache Calicheausbildung tragen, und nur die distalen Teile eine verhärtete Oberkruste aufweisen, widerspricht in diesem Gebiet der Annahme, daß die Caliche ihre Entstehung einem lateral-deszendenden Prozeß verdankt, wie er von BLÜMEL (1979) für Kalkkrusten in Südafrika beschrieben wurde.

Für die differenzierte Ausbildung der Caliche kommen in den Abajo Mountains mehrere Begründungen in Frage. Die stärker verhärteten Profile liegen in geringerer Höhenlage, und die Niederschläge nehmen mit der Höhenlage ab. In den oberen Teilen der Fußflächen können Jahresniederschläge bis 500 mm erreicht werden. Hier dürften schon die klimatischen Randbedingungen anzutreffen sein, wo die Karbonate im Boden vornehmlich der Auswaschung unterliegen. Jedoch auch im mittleren Fußflächenbereich, wo die Niederschlagsverhältnisse am besten durch die Station Monticello angenähert werden, sind nur erdige Caliches entwickelt, und hier unterscheiden sich die Bedingungen nicht prinzipiell von den distalen Teilen, für deren Niederschlagsverhältnisse die Station Blanding herangezogen werden kann. Eine beeinflussende Rolle können auch die sedimentologischen Eigenschaften der Schotter spielen, die in Bergnähe wesentlich gröber sind als in den entfernteren Teilen.

Den dominierend wichtigen Steuerungseinfluß übt jedoch die Bedeckung der Schotter mit dem feinsandigen Wüstenloß aus. Nur wo dieser die Pedimentschotter in größerer Mächtigkeit überdeckt, sind die lagigen und massiven Oberkrusten entwickelt. Der Wüstenloß ist in der Lage, das zur Bildung einer vollständigen Caliche mit einer harten Oberkruste notwendige Karbonat bereitzustellen und so eine deszendente-pedogenetische Calicheentstehung zu begünstigen.

In besonders klarer Ausbildung können die innerhalb des Aufschüttungskörpers vorhandenen Calicheprofile in dem bereits erwähnten Aufschluß westlich des Recapture Creek und in einem weiteren südlich von Blanding auf der White Mesa in 1755 m NN gelegenen Aufschluß beobachtet werden (Abb. 15). Es sind hier jeweils zwei Calicheprofile entwickelt, ein oberes an der Obergrenze der Schotteraufschüttung mit einer lagigen Oberkruste unter Wüstenloß

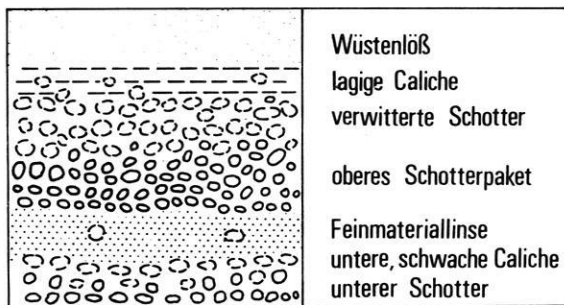


Abb. 17: Schematische Skizze der Profilabfolge in den Aufschlüssen Recapture Creek und White Mesa, Abajo Mountains.

und ein weiteres separates innerhalb des Aufschüttungskörpers (Abb. 17). In beiden Aufschlüssen liegt das untere Calicheprofil an der Grenze zwischen feinkörnigem und grobkörnigem Sediment. Unter einem das obere Calicheprofil tragenden 1 bis 2 m mächtigen, dicht gepackten Schotterkörper folgt in den Aufschlüssen eine nur einzelne Schotter führende Feinsedimentlinse, unterhalb derer ein weiterer mächtiger Schotterkörper liegt, dessen Untergrenze nicht aufgeschlossen ist. Die Obergrenze des unteren Schotterkörpers ist ebenfalls mit Caliche verfestigt. Eine lagige, blockige Oberkruste ist in dem unteren Profil jedoch nur stellenweise entwickelt; im Aufschluß westlich des Recapture Creek fehlt sie ganz. Die untere Caliche weist im allgemeinen nur eine erdig krümelige Struktur auf. Die Kalkgehalte im unteren Profil übersteigen nur selten 60%. Die Kalkgehalte bewegen sich damit in Bereichen, wie sie für unvollständig entwickelte Calichehorizonte typisch erscheinen (ARISTARAIN 1970). Das über der unteren Caliche lagernde Feinmaterial ist mit Karbonatgehalten um 5% relativ wenig kalkhaltig. Lediglich im Kontaktbereich mit dem hangenden Schotterpaket liegen größere Kalkgehalte vor. Auch die Schotter im Feinmaterial selbst sind mit Karbonathüllen überzogen und angewittert, z.T. stark verwittert. Die Schotter in den voll ausgebildeten Calicheprofilen sind vielfach gänzlich zerstört, ihre Position im Profil läßt sich häufig nur noch am Farbunterschied im Anstich erkennen. Nur die verkieselten Schotter haben ihren frischen Zustand erhalten, sind aber auch von Hüllen umgeben.

Die Feinmateriallinsen lassen sich in den Aufschlüssen in Dekameter langen Anschnitten verfolgen. Sie zeigen an, daß sich die Abflußbahnen auf der Fußfläche häufig verlagert haben, und verlassene Rinnen mit feinerem Sediment verfüllt wurden. Die lokal begrenzten Ruhephasen müssen längere Zeit angedauert haben, damit sich hier die Calicheböden entwickeln konnten.

#### 4.2.4 Pedimententwicklung und Pedimentzerstörung

Mit der Datierung der lakkolithischen Intrusionen in den Abajo Mountains auf 28 Mio. Jahre ist ein Höchstalter der

Pedimententwicklung vorgegeben. Durch die mit den Intrusionen verbundene Heraushebung war der für den Beginn der Pedimententstehung notwendige initiale Reliefunterschied geschaffen worden. Abseits der Lakkolithe setzte sich währenddessen die "normale" morphogenetische Entwicklung der strukturbestimmten Reliefs fort. Die Intrusionen sorgten für eine Störung des Schichtaufbaus und der die bisherige Morphogenese bestimmenden strukturellen Ausgangssituation. Nach den Intrusionen wird ein nicht genau zu bestimmender Zeitraum erforderlich gewesen sein, um die Sedimentdecken der Lakkolithe zu entfernen und deren Kern freizulegen<sup>24</sup>, aus dessen Gesteinen die Hauptmasse der Pedimentschotter besteht.

Die definitive Zerschneidung und weitgehende Zerstörung des Hauptpedimentniveaus geht einher mit dem Tiefenerosionsimpuls, der von den Hauptvorflutern, dem Colorado und dem San Juan River, ausging. Dieser Erosionsimpuls hat in Zusammenhang gestanden mit der Integrierung des Coloradoentwässerungssystems im Pliozän (vgl. 5.3.3). Die Entstehung des Hauptpedimentniveaus ist in die Zeit zwischen Miozän und mittlerem Pliozän bis maximal oberem Pliozän einzuordnen.

Vom Mancos Shale sind in der Umrahmung der Abajo Mountains nur noch die liegenden Schichten als Erosionsreste von meist weniger als 50 m Mächtigkeit erhalten. Wo noch die komplette Schichtserie des Mancos Shale vorzufinden ist, wird dieser in der Nachbarschaft der Abajo Mountains z.T. über 500 m mächtig (HUFF & LESURE 1965, SHAW, SIMMONS & ARCHBOLD 1968). Daß in den Abajo Mountains und ihrer heute von den Fußflächen eingenommen Umrahmung zur Zeit der Intrusionen noch größere Mächtigkeiten des Mancos Shale erhalten gewesen sein müssen, die erst während der nachfolgenden Entwicklung abgetragen wurden, erhellt aus der Tatsache, daß im Zentrum der Berge, geschützt von Intrusivkörpern, noch 150 m des Mancos Shale erhalten sind, und Mächtigkeiten von über 200 m vermutet werden (WTKIND 1964). Nach der Initialaufwölbung durch die Intrusionen mußte die Abtragung zunächst einmal die sedimentäre Bedeckung entfernen. Dabei bot im Hauptverbreitungsgebiet der Pedimente im Nordosten bis Süden der Mancos Shale nur relativ geringen Widerstand. Während dieser ersten Entwicklungsphase (*erster Abschnitt der Morphogenese*) wird es durch die vom Gebirghinterland ausgehende Entwässerung zu einer echten Felspedimentation gekommen sein, die zunächst nur den weichen Mancos Shale erfaßte. Zu dieser Zeit dürften auch die Vorfluter im Osten und Süden noch im Mancos Shale geflossen sein, denn noch heute befinden sich auf der Great Sage Plain (Abb. 16) Erosionsre-

<sup>24</sup> Daß sehr lange Zeiträume zur Abtragung der Sedimentgesteinsdecken benötigt werden können, zeigt das Beispiel des 75 Mio. Jahre alten Navajo Mountain Lakkoliths (Tab. 2), dessen Kern heute von der Abtragung noch nicht erreicht ist. Hier liegen die Intrusionen allerdings in tieferer stratigraphischer Position.

ste des Mancos Shale. Die aktive Felspedimentation wurde verlangsamt und setzte schließlich ganz aus, als die Abtragung das resistente Gesteinspaket, bestehend aus den basalen Konglomeraten des Dakota Sandsteins und der Burro Canyon Formation, erreichte.

Ähnliche Positionen wie Mancos Shale und Dakota Sandstein/Burro Canyon Formation nahmen an der Nordseite der Abajo Mountains die weichen Gesteine der San Rafael Gruppe und die resistenten Sandsteine der Glen Canyon Gruppe ein.

In dem relativ weichen Mancos Shale konnten die aus dem gebirgigen Hinterland kommenden Gewässer ihre Abflußrinnen leicht verlagern und eine ausgeglichene Pedimentoberfläche schaffen. Während oder vor der Entstehung des im Festgestein ausgebildeten Felspediments hat es keine intensive chemische Verwitterung gegeben. Das zeigen die im vorigen Kapitel geschilderten Befunde. Das Material ist frisch, und es sind keinerlei Anzeichen prägenetischer prinzipiell veränderter Klimabedingungen erkennbar.

Die Entwicklung des Pediments erfolgte im arid-morphodynamischen System. Aus der Mojave Wüste Südkaliforniens werden Pedimente beschrieben, die ihre Entstehung feuchteren, nach Aussage des Autors dennoch semiariden Klimaphasen des Tertiärs verdanken, die für die Bildung eines mächtigen Verwitterungsmantels sorgten (OBERLANDER 1974). Bezugnehmend auf eine frühere Arbeit des genannten Autors, hat MENSCHING deutlich darauf hingewiesen, daß zwar eine stärkere chemische Verwitterung mit Tiefenwirkung günstige Voraussetzungen für eine Pedimententwicklung bietet, daß dies jedoch keinesfalls eine "notwendige und alleinige Bedingung für die Entstehung von Pedimenten ist" (MENSCHING 1973: 152)<sup>25</sup>.

Wo im Aufschluß Abflußrinnen in der Abtragungsoberfläche zu beobachten sind, sind diese ausgesprochen flach und besitzen ein hohes Breite/Tiefe-Verhältnis. Mit dem Aussetzen der Tieferschaltung des Pediments bei konstanter, auf der Oberfläche des resistenten Gesteinspakets (Dakota Sandstein, Burro Canyon Formation) ruhender Vorflut veränderte sich der vorher erreichte dynamische Gleichgewichtszustand im Fußflächensystem. Die Gleichgewichtspedimentoberfläche wurde in einem nachfolgenden *zweiten Abschnitt der Morphogenese* mit Schutt- und Schottermaterial überzogen. Die Schotterüberdeckung der alten Pedimentoberfläche verschaffte dem nun anfallenden Grobmaterial aus dem Intrusivkörper das für den Transport notwendige Gefälle. Rinnen verlagerten sich auf dem Schotterkörper, und es ist zu erwarten, daß phasenweise eine aktive Schuttpedimentation erfolgte. Lokale Stillstandsphasen der Aufschüttung lassen sich aus der Existenz von Calicheprofilen innerhalb des Schotterkörpers ableiten (vgl. 4.2.3). Sicher ist, daß sich die Klimaverhältnisse während dieser Phase nicht prinzipiell verändert haben und während des gesamten Zeitraums eine *trockenklimatische*

*Morphodynamik* vorgeherrscht hat. In seinen morphologischen Auswirkungen repräsentiert dieser zweite Abschnitt der Morphogenese eine Aufschüttungsphase, deren Endprodukt noch heute in den von der Zerstörung nicht betroffenen Teilen des Hauptpedimentniveaus erhalten ist. Die Tendenz zur Flächenerhaltung ist in den vorflutfernen Arealen sehr ausgeprägt.

In der Folgezeit, in einem *dritten Abschnitt der Morphogenese* setzte die Zerschneidung des Hauptpedimentniveaus ein. Diese Entwicklung lief je nach Lage zur Erosionsbasis sehr differenziert ab (Abb. 18). Nachdem sich die Schotteroberfläche des Hauptpedimentniveaus ausgebildet hatte, die in ihren mittleren Teilen ein relativ hohes Gefälle besitzt, kam es zunächst zur Konsolidierung der Hauptwässerungslinien<sup>26</sup>. Diese hatten sich im Verlauf der vorhergehenden Entwicklung genügend große Einzugsgebiete im Gebirgshinterland erobert. Die Etablierung der Einzugsgebiete führte zu einer ausgeglicheneren Wasserführung in den Hauptgerinnen und einer Konzentrierung des Abflusses. Das führte zur Einschneidung der Hauptgerinne in die Pedimentoberfläche, ohne daß damit zunächst eine Absenkung der Vorflut verbunden gewesen sein muß.

Daß ein solcher Vorgang auch bei konstanter Vorflut einsetzt, ist am Verhalten der Gerinne abzulesen, die die Ostflanke der Abajo Mountains nördlich von Monticello entwässern. Dieses Gebiet liegt im Wasserscheidenbereich zwischen Hatch Wash (Colorado) und Montezuma Canyon (San Juan River). Hier laufen die Gewässer noch auf das harte Gesteinspaket aus basalem Dakota Sandstein und Burro Canyon Formation aus, ohne daß dieses wegen der starken Hauptvorfluteintiefung wie in den übrigen Teilen schon durchschnitten ist (Abb. 16). Seit dem ersten Abschnitt der Morphogenese mit der Ausbildung des Felspediments ist hier die Vorflut relativ konstant geblieben.

Das heutige Längsprofil des weit ins Hinterland reichenden Spring Creek (nördlich des Vega Creek liegend) ist bis in die Höhe des Keller Reservoirs dargestellt (Abb. 18). Der Spring Creek hat sich ein Gleichgewichtsprofil ohne Gefällsknicke schaffen können. Gestrichelt ist die Oberfläche des Hauptpedimentniveaus eingezeichnet. Das Längsprofil des Spring Creek ist in den mittleren Teilen unter den neuen Gleichgewichtsbedingungen etwas flacher geneigt. Es hat hier bei konstanter Vorflut der Prozeß der rück-

25 Eine Pedimentgenese, wie sie BUSCHE (1973) für die Pedimente im Südwesten der USA annimmt, kommt für die Pedimente in den Abajo Mountains und auch in den Henry Mountains nicht in Frage.

26 Dazu gehören von Norden nach Süden Indian Creek, Hart's Draw, Vega Creek und der nördlich von ihm gelegene Spring Creek, die Quellgewässer des Montezuma Creek, Verdure Creek, dieser durch ein Grabensystem besonders begünstigt, Dodge Canyon, Long Canyon, Recapture Creek, Johnson Creek und South Cottonwood Wash (vgl. Abb. 15).

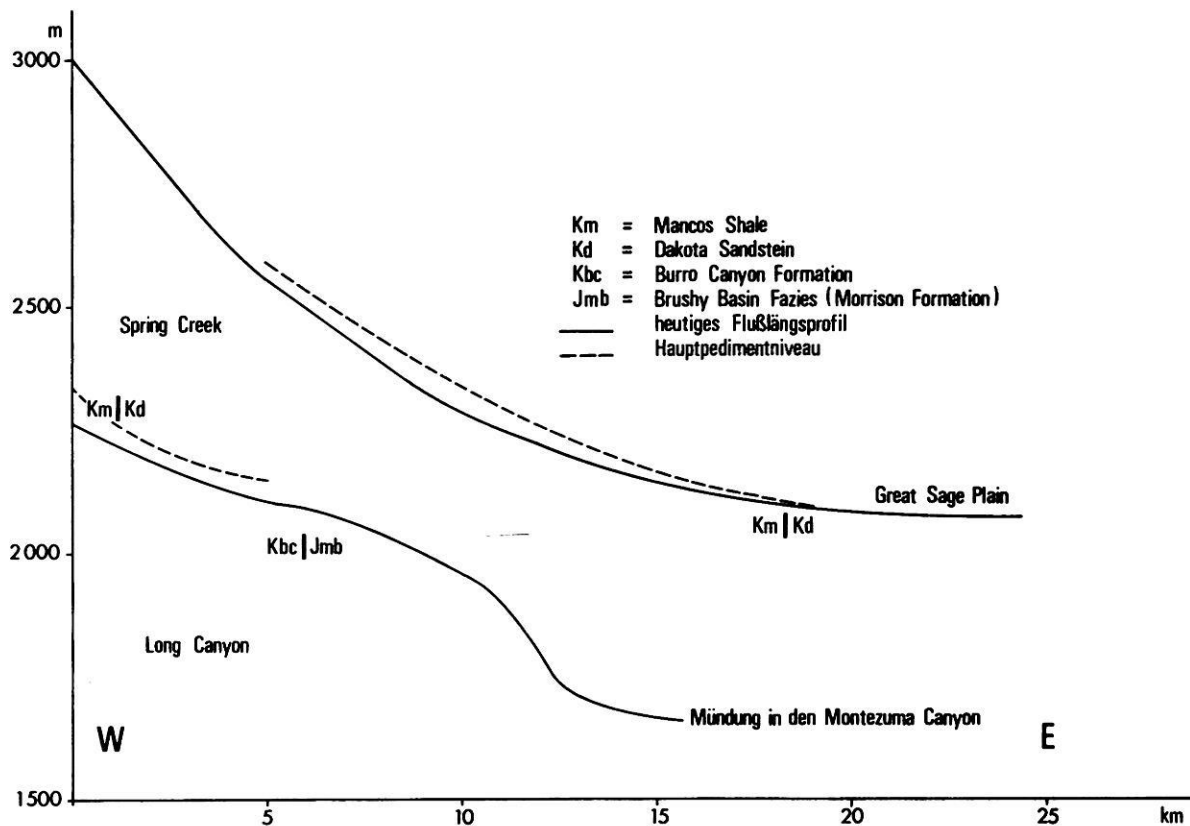


Abb. 18: Längsprofile des Spring Creek und Long Canyon, Abajo Mountains

schreitenden Erosion in Richtung auf die Entwicklung eines ausgeglichenen Längsprofils stattgefunden. Angepaßt an dieses ausgeglichene Längsprofil ist das tiefere Niveau entstanden. Das rezente Gerinnebett des Spring Creek ist in dieses untere Niveau nur geringfügig eingetieft.

Bei der Ausbildung des jüngeren Niveaus, die von der Zerschneidung des Hauptpedimentniveaus ausging, haben wir es hier mit keiner echten Terrassierung zu tun, die durch eine Vorfluterniedrigung bedingt worden sein würde (MENSCHING 1973: 153). Auch klimamorphologische Impulse spielen bei der Zerschneidung keine Rolle. Sie wurde bewirkt durch hydromorphodynamische Veränderungen, die mit der Etablierung größerer Einzugsgebiete und der Konsolidierung der Hauptentwässerungsrinnen zusammenhängen.

Das untere Niveau ist nur entlang des Spring und Vega Creek sowie entlang kleinerer auf den Vega Creek gerichteter Zuflüsse entwickelt. Dort, wo sich der von den Hauptvorflutern ausgehende Tiefenerosionsimpuls bereits auf die Längsprofilgestaltung der die Berge entwässernden Gerinne ausgewirkt hat, und das ist bei allen anderen Abflußgerinnen der Fall, wurde die Entwicklung eines Gleichgewichtsprofils verhindert. Das Verhalten dieser

zweiten Gruppe von Gewässern soll am Beispiel des Long Canyon erläutert werden (Abb. 18; die Lage des Long Canyon ist aus Abb. 15 zu entnehmen).

Im Gegensatz zu den Verhältnissen am Spring Creek läuft das Hauptpedimentniveau (gestrichelt), dessen Vorflut auf der Great Sage Plain im Bereich der heutigen Position des hier nun über 400 m eingetieften Montezuma Canyon gelegen haben dürfte, in die Luft aus. Seine distalen Teile sind zerstört. Der vom San Juan River über den Montezuma Canyon an den Long Canyon weitergeleitete Tiefenerosionsimpuls traf diesen zu früh, als daß ausgehend von einem Gleichgewichtsprofil laterale Erosion verbunden mit der Bildung eines unteren talangepaßten Niveaus hätte stattfinden können. Das resistente Gesteinspaket aus Dakota Sandstein und Burro Canyon Formation wurde zu frühzeitig durchschnitten.

Im Flußlängsprofil (Abb. 18) zeigt sich noch der Ansatz einer auf dieses resistente Gesteinspaket eingestellten Gefällsverflachung, bevor das Gewässer auf die gering resistente Brushy Basin Fazies der Morrison Formation trifft (der Punkt im Profil gekennzeichnet). Die Eintiefung des Montezuma Canyon hat inzwischen schon die San Rafael Gruppe erreicht. Der Long Canyon hängt über dem Haupt-

tal. Der Ansatzpunkt der Gefällssteile ist im resistenten Salt Wash Sandstein der Morrison Formation ausgebildet. Das Längsprofil des Long Canyon ist typisch für viele Seitencanyons auf dem Colorado Plateau.

#### 4.2.5 Wertung der Ergebnisse

"Für die Zerschneidung durch die größeren Abflußgerinne z.B. ist die Lage zur Erosionsbasis ein wirksamerer Faktor als das herrschende klima-morphologische System. Ob Pedimente und Glacis zerschnitten werden oder nicht, ist also nicht vom Klima her allein ableitbar!" (MENSCHING 1973: 153) Die im Zitat angesprochene vielfach in der geomorphologischen Interpretation vorkommende Neigung, aus einer Mehrphasigkeit der Reliefentwicklung sofort auf eine klimagenetische Bedingtheit dieser Mehrphasigkeit zu schließen, würde auch bei einer Beurteilung der Reliefentwicklung in den Abajo Mountains zu vermeidbaren Fehleinschätzungen führen. Die klima-geomorphologischen Gegebenheiten zeigten während der gesamten die Pedimententwicklung und -zerstörung umfassenden Reliefentwicklung trockenklimatischen Charakter.

Die initiale Zerschneidung des Hauptpedimentniveaus wurde durch eine Veränderung der Hydromorphodynamik bewirkt, die nicht klimatisch bedingt war, sondern durch die Etablierung größerer Einzugsgebiete im Gebirgshinterland und die Konsolidierung der Hauptgerinne verursacht wurde. Noch deutlicher wird die nicht-klimagenetische Bedingtheit der Mehrphasigkeit des Reliefs im Zusammenhang mit der Ausbildung des jüngeren Pedimentniveaus. Dieses entwickelte sich an den ostwärts auf die Great Sage Plain gerichteten Gewässern (Spring Creek, Vega Creek), wo über lange Zeiträume eine konstante Vorflut existierte und angelegt an ein Gleichgewichtsprofil Lateralerosion wirksam werden konnte, während gleichzeitig bei den näher zur Erosionsbasis gelegenen Gewässern, wo die aus dem resistenten Gesteinspaket von Dakota Sandstein und Burro Canyon Formation bestehende temporäre Vorflut bereits zerstört war, die Tiefenerosion anhielt und damit die Bildung des jüngeren Niveaus nicht möglich war.

Selbstverständlich soll der Einfluß klimageomorphologischer Mehrphasigkeit bei der Gliederung von Pedimenten nicht bestritten werden. Dafür gibt es auch auf dem Colorado Plateau Beispiele, so die La Sal Mountains, nur 75 km nördlich der Abajo Mountains liegend, die als einzige lakolithische Erhebung von kaltzeitlichen Vergletscherungsphasen betroffen waren, die sich auf die Pedimentgliederung entscheidend ausgewirkt haben (RICHMOND 1962). Es soll aber herausgestellt werden, daß für eine Gliederung des Reliefs nicht immer eine klimageomorphologische Mehrphasigkeit zwingend verantwortlich sein muß. Es muß zunächst immer untersucht werden, ob nicht der strukturelle Rahmen auch Anhaltspunkte, möglicherweise eine vollständige Erklärung, für die Reliefmehrphasigkeit bietet.

### 4.3 Die Pedimente in den Henry Mountains

#### 4.3.1 Lage und geologische Rahmenbedingungen

Die Henry Mountains liegen im Wayne und im Garfield County in Südostutah im westlichen Teil des zentralen Colorado Plateaus (vgl. Abb. 3). Die Henry Mountains bestehen aus einer Gruppe von fünf Intrusivkernen (stocks) unterschiedlicher Struktur, um die herum Lakkolithe und andere Intrusivkörper geschart sind (HUNT 1953). Im einzelnen handelt es sich um den Mt. Ellen (3512 m NN), den Mt. Pennell (3466 m NN), Mt. Hillers (3268 m NN), Mt. Holmes (2417 m NN) und Mt. Ellsworth (2510 m NN). Die einzelnen Berge sind räumlich z.T. weit voneinander abgesetzt, und die beiden südlichen, nicht so hoch aufragenden Berge, Mt. Holmes und Mt. Ellsworth, liegen isoliert etwas außerhalb des engeren Arbeitsgebietes.

In der Umrahmung der Erhebungen haben sich weitflächige Pedimentareale entwickelt. Die Geländeuntersuchungen konzentrierten sich auf die Nord- und Ostflanke des Mt. Ellen, die Ostflanke des Mt. Pennell und die Nordostflanke des Mt. Hillers (Abb. 19, 20). Die Berge, insbesondere Mt. Ellen und Mt. Pennell, überragen das Umland stellenweise um mehr als 2000 m. Ebenso wie die Abajo Mountains waren die Henry Mountains im Pleistozän nicht vergletschert und weisen in der Gipfelregion gerundete Formen auf.

Die *klimatischen Verhältnisse* im tiefliegenden Vorland der Berge werden durch das Klimadiagramm von Hanksville (vgl. Abb. 7) repräsentiert. Die Niederschläge im nordöstlichen und östlichen Vorland liegen unter 150 mm (Abb. 6, Beispielstation Hanksville 130 mm)<sup>27</sup>. Die Jahresniederschläge schwanken im Vergleich der einzelnen Jahre erheblich (vgl. 1.2.2). Ein Sommergewitter kann mehr als 30% des Jahresniederschlags bringen. In den höheren Lagen nehmen die Niederschlagswerte zu und erreichen Jahreswerte um 500 mm (HUNT 1953, IORNS, HEMBREE & OAKLAND 1965).

Der größte Teil des Vorlands der Henry Mountains liegt in der Wüstensteppenzone (desert shrub zone). Ein meist nur unter 5 km breiter Streifen in der Umrahmung der Berge wird von der pinyon-juniper Zone eingenommen. In diesem Streifen liegen auch die höchsten Teile der Pedimente. Über einer Waldzone, die in Höhenlagen über 2000 m ansetzt, ragen die größten Höhen in die subalpine Graslandstufe auf (HUNT 1953).

Von den zentralen Erhebungen des Mt. Ellen und Mt. Pennell geht eine Radialentwässerung aus. Die Gewässer an

27 HUNT (1953) führt Niederschlagsdaten für die 1909 aufgegebene Siedlung Giles an, die nördlich des Mt. Ellen an der Mündung des Town Wash in den Fremont River (Abb. 19) in 1351 m NN lag. Der durchschnittliche Niederschlag betrug hier 140 mm, berechnet auf der Grundlage der Beobachtungsdaten von 1895-1906.



der Nordflanke des Mt. Ellen, Cedar Creek im Westen bis Bull Creek im Osten, entwässern zum Fremont River, neben dem Muddy Creek der zweite Quellfluß des Dirty Devil River (zu den hydrogeographischen Angaben vgl. Abb. 19). Direkt zum Dirty Devil River fließen die Gewässer an der Nordost- und Ostflanke des Mt. Ellen. Die südlichste dieser zum Dirty Devil River gerichteten Entwässerungslinien ist der Butler Wash, der in den Poison Spring Canyon mündet. Deep Wash und Crescent Creek entwässern über den North Wash schon direkt zum Colorado River, der Hauptvorflut. Die Gewässer südlich des Ragged Mountain fließen über den Slate Creek (Trachyte Creek) ebenfalls direkt zum Colorado.

Geologisch sind die Henry Mountains von GILBERT (1877) und in jüngerer Zeit von HUNT (1953) bearbeitet worden. Eine an einer Probe vom Bull Mountain (zum Mt. Ellen-Komplex gehörig, vgl. Abb. 19) vorgenommene K-Ar-Datierung (ARMSTRONG 1969) zeigt ein *mitteleozänes Alter* (44 bis 48 Mio. a) der lakkolithischen Intrusionen an (vgl. Tab. 2). Die Henry Mountains liegen in einem strukturellen Becken (Abb. 4, 21). Das Beckentiefste befindet sich im Westen der Berge. Nach Osten erfolgt der Anstieg zur *Monument Aufwölbung*. Davor ist den Bergen unmittelbar östlich noch eine kleinere, sekundäre Synklinale, die Trachyte Creek Synklinale, vorgelagert (Abb. 21). Wegen der speziellen strukturellen Situation verlaufen die Pedimente im Osten des Untersuchungsgebietes in ihren distalen Teilen in Richtung auf den strukturellen Anstieg zur Monument Aufwölbung senkrecht zu den Isobasen (Streichkurven). Im Norden von Mt. Ellen verlaufen die Isobasen gemäß dem allgemeinen Schichtaufschleppen von West nach Ost parallel zur Pedimentausrichtung (Abb. 21).

Die Henry Mountains werden umgeben von wechselnd resistenten kretazischen, jurassischen und triassischen Schichtkomplexen. Durch den strukturellen Anstieg nach Osten bedingt fehlen die kretazischen Gesteine im Osten des Untersuchungsgebietes, und der Fremont River trifft auf immer ältere Gesteine (Abb. 20). Im Westen des Untersuchungsgebietes bildet der vom Blue Gate Tonschiefer überlagerte Ferron Sandstein ein mächtiges, reliefwirksames resistentes Schichtpaket, nach Osten folgt als nächste bedeutende resistente Schicht der Salt Wash Sandstein der Morrison Formation, überlagert von der tonigen Brushy Basin Fazies. Der Dakota Sandstein (inkl. Cedar Mountain Formation) spielt hier nur eine untergeordnete Rolle, da er nur sehr wenig mächtig entwickelt ist und an vielen Stellen gänzlich fehlt. Weiter nach Osten schließen sich die weichen Gesteine der San Rafael Gruppe an, bis der resistenter Navajo Sandstein von der Abtragung erreicht wird. Darunter folgt, zusammen mit dem Wingate Sandstein dargestellt, der harte, stufenbildende Kayenta Sandstein (Abb. 20, zu den stratigraphischen Angaben vgl. auch Tab. 1.2 sowie den Anhang).

Eine unzerschnittene und ungegliederte Plateaufläche wie die Great Sage Plain im Wasserscheidenbereich östlich der

Abajo Mountains (vgl. Abb. 16) hat sich in der Umrahmung der Henry Mountains nicht entwickelt. Hier findet man schichtangepaßte Flächen und Flächenreste in unterschiedlichen stratigraphischen Positionen und Höhenlagen. Die Plateau- und Tafelberglandschaft wird durch den Dirty Devil River, seine Zuflüsse und im Süden durch die direkten Zuflüsse zum Colorado (North Wash, Trachyte Creek) zerschnitten (Abb. 19). Der *Dirty Devil River*, einer der Hauptnebenflüsse des Colorado ist in die die Henry Mountains im Osten flankierenden Plateaus fast 700 m tief (am Cedar Point, Abb. 19) canyonartig eingeschnitten. Selbst der North Wash ist am Trachyte Point fast 300 m eingetieft. Im Norden des Mt. Ellen ist der Fremont River vergleichsweise nur wenig in die Plateauflächen eingeschnitten. Die Eintiefungsbeträge liegen hier unter 200 m. Der Fremont River, ebenso wie der Dirty Devil River im Oberlauf nach dem Zusammenfluß von Muddy Creek und Fremont River, fließt in einem weiten, offenen Tal. Größere Eintiefungsbeträge werden nur beim Durchschneiden von resistenten, stufenbildenden Gesteinen erreicht, so im Bereich der Mündung des Town Wash beim Durchschneiden des Ferron Sandsteins und westlich von Hanksville beim Durchschneiden des Salt Wash Sandsteins (Abb. 19, 20). Das canyonartige Engtal des Dirty Devil River beginnt etwas südlich der Mündung des Dry Valley Wash (Abb. 19). An dieser Stelle verläßt er die weichen Gesteine der San Rafael Gruppe und trifft auf den Navajo Sandstein.

Die andersartigen strukturellen Rahmenbedingungen, wie die Abfolge von mehreren Einfluß nehmenden, resistenten Gesteinspaketen, wie das Fehlen einer ungegliederten Plateauoberfläche und die komplexeren Schichtneigungsverhältnisse (Abb. 21) lassen für die Reliefentwicklung in den Henry Mountains einen anderen, eher differenzierteren Verlauf erwarten, als er in den Abajo Mountains rekonstruiert werden konnte.

#### 4.3.2 Verbreitung, Gliederung und Eigenschaften der Pedimente

##### 4.3.2.1 Verbreitung

Die Verbreitung der Pedimente geht aus Abb. 20 hervor. Die *Vorkommen* konzentrieren sich in der Hauptsache auf vier Gebiete (Abb. 19), auf die Nordflanke von Mt. Ellen, nach ihrer Ausrichtung zu differenzieren in die Pedimente im Einzugsgebiet von Sweetwater Creek und Town Wash (1) und diejenigen im Einzugsgebiet von Birch Creek, Bull Creek und Dry Valley Wash (2), die Ostflanke von Mt. Ellen im Bereich des Poison Spring Canyon (3) und das Gebiet im Süden östlich von Mt. Pennell und nordöstlich von Mt. Hillers (4). Nur in den proximalen Teilen sind die Pedimente noch weitflächig erhalten, in den entfernteren Teilen liegen sie dann stark zerschnitten in Form von einzelnen Rücken, später als isolierte Reste vor.

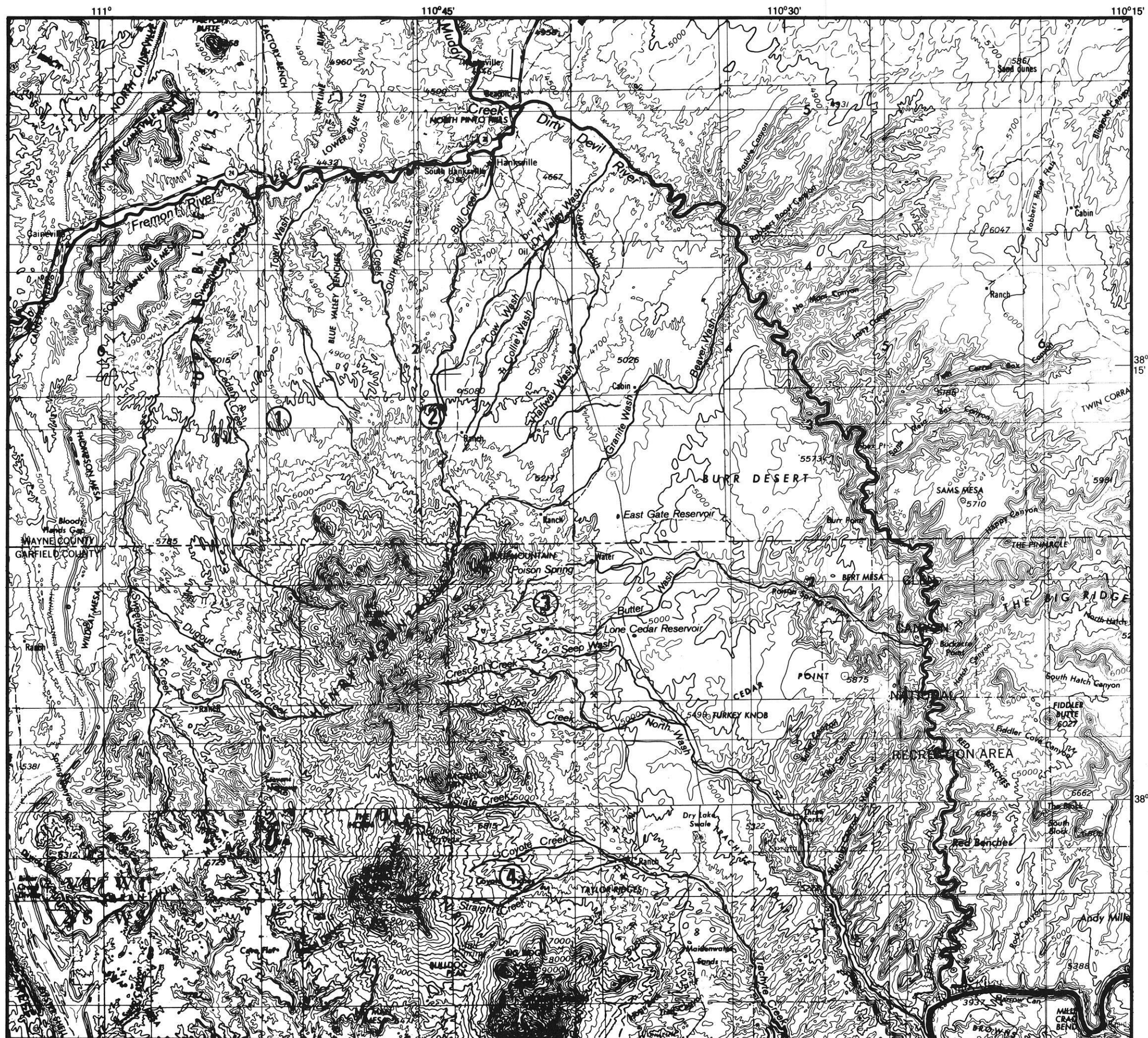


Abb. 19: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes in den Henry Mountains.  
 © ... © = Pedimentkonzentrationsgebiete (Auszug aus der Topographischen Karte 1 : 250 000, Blatt Salina und Escalante).

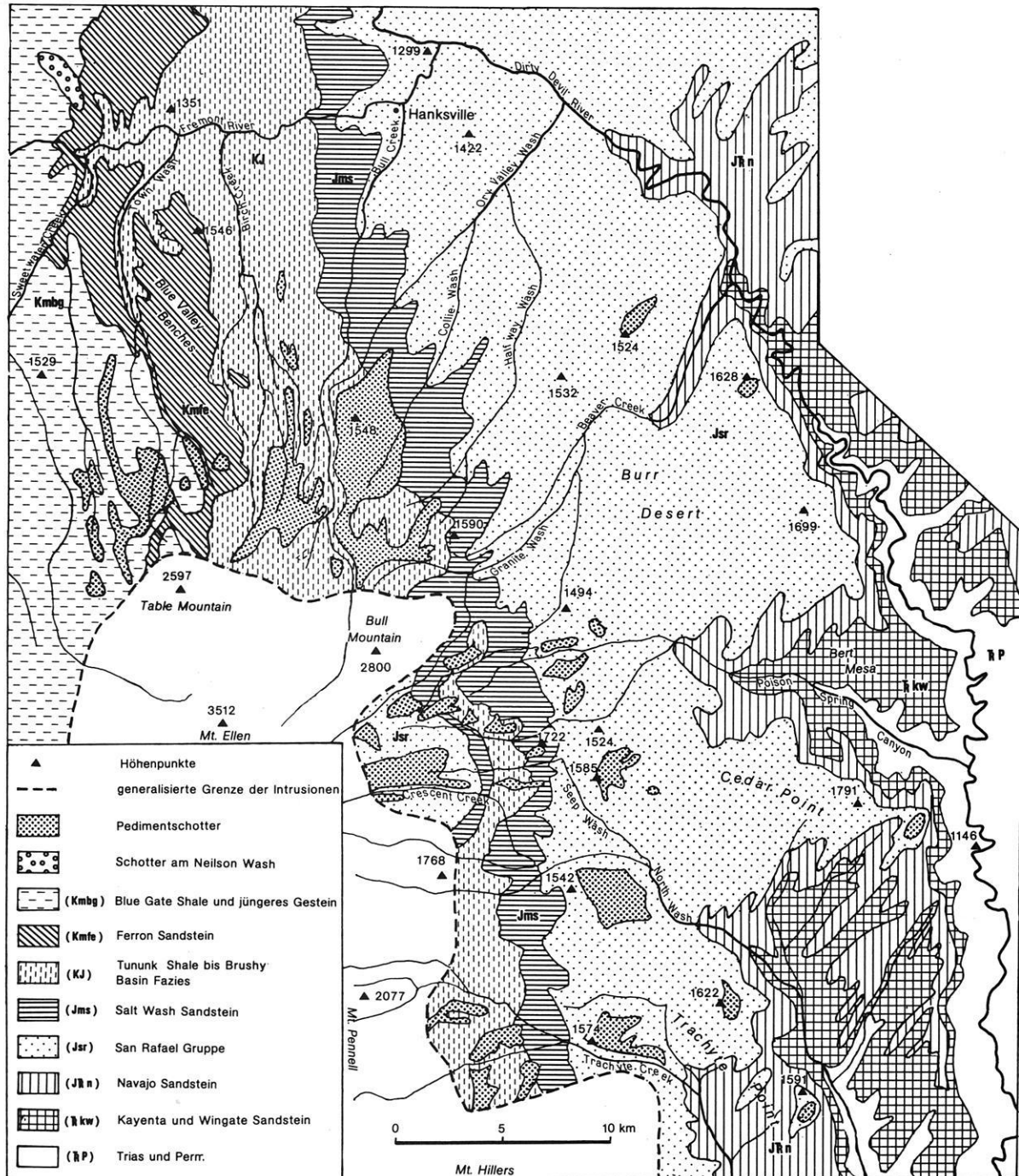


Abb. 20: Geologischer Untergrund und Verbreitung der Pedimente an der Nordostflanke der Henry Mountains.

Die Pedimente setzen in Höhenlagen um 1950 m NN an der Nordflanke von Mt. Ellen an und in Höhenlagen um 2200 m NN an dessen Ostflanke; an der Ostflanke des Mt. Pennell ziehen sie bis 2400 m NN hinauf. Im Vorland reichen die Pedimentreste im Norden des Mt. Ellen bis auf 1450 m NN hinab<sup>28</sup>. In dessen Osten am Poison Spring Canyon und Deep Wash (Abb. 20) im Bereich der Trachyte Creek Synklinale (Abb. 21) und unmittelbar östlich davon

gehen die Höhen bis auf Werte von 1530 m NN hinunter. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Bereich 4) liegen die niedrigsten Höhen der Pedimentreste um 1500 m

<sup>28</sup> Die Höhenangaben beziehen sich jeweils auf die Höhenlagen der Hauptpedimentniveaus. Die jüngeren gewässernetzangepaßten, terrassenähnlichen Niveaus sind nicht berücksichtigt.

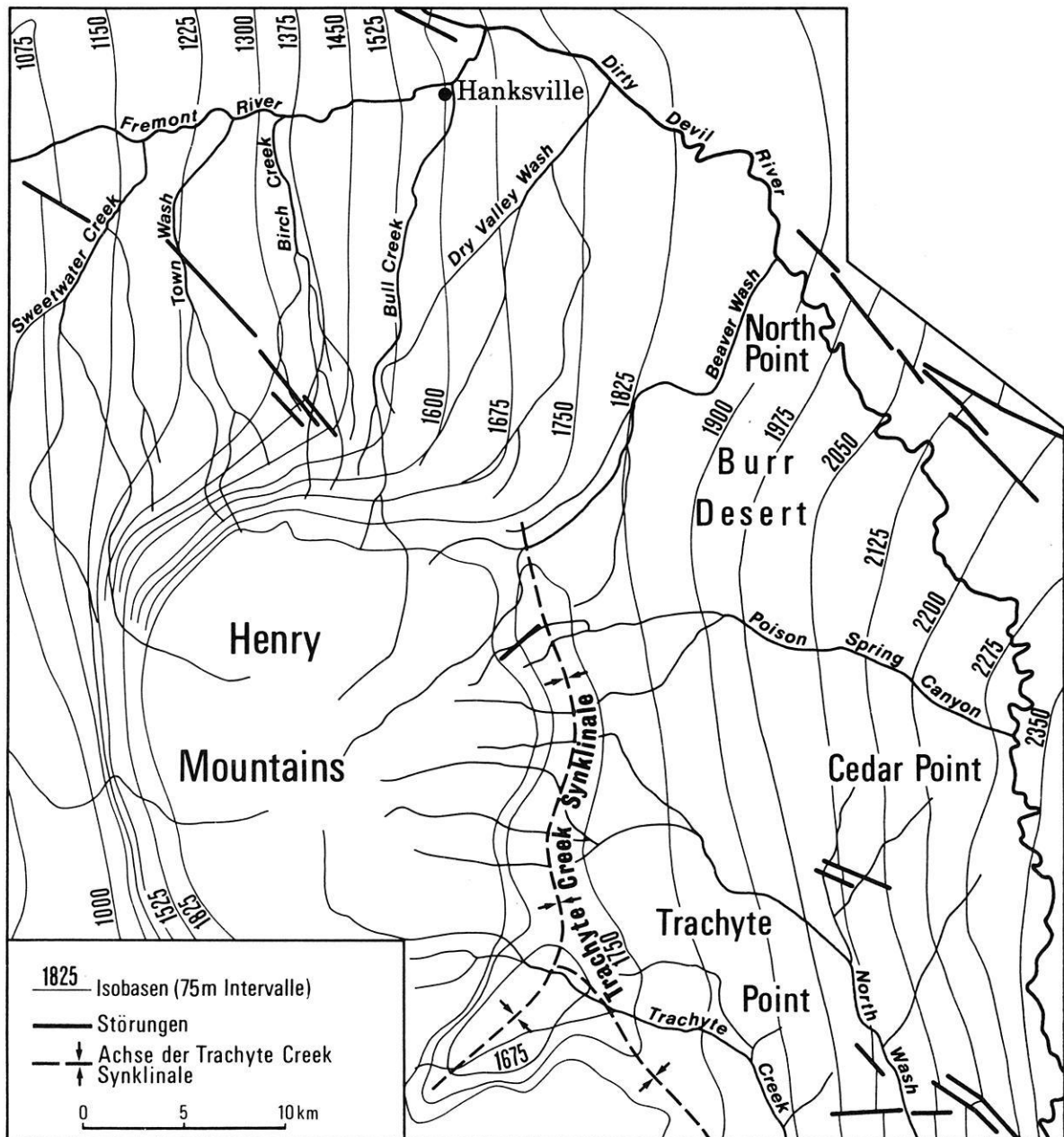


Abb. 21: Die strukturellen Verhältnisse an der Nordostflanke der Henry Mountains.

Bezugsniveau der Isobasen ist die Basis des Dakota Sandsteins. Das strukturelle Relief steigt nach Osten in Richtung auf die Monument Aufwölbung an.

NN, ebenfalls im Bereich der Trachyte Creek Synklinale. Östlich dieser geringen Höhenlagen der Pedimente und Pedimentschotterreste findet man diese nur noch in größeren Höhen vor, so in der Burr Desert, am Cedar Point und Trachyte Point (Abb. 20; Tab. 8), was durch besondere strukturelle Lagebeziehungen zu erklären ist (vgl. 4.3.5) (SCHMIDT 1984).

Die am weitesten ins Vorland vorgeschobenen Reste liegen im Norden 12 km von ihren Ansatzpunkten entfernt, im

Osten liegt der Schotter am Cedar Point 25 km vom oberen Fußflächenbereich am Crescent Creek entfernt (Abb. 20). Die Zone der weitesten Pedimentaushöhen ins Vorland liegt im Osten der Berge dort, wo das Gelände in Richtung auf den Dirty Devil River an Höhe zunimmt, und wo sich noch weite, unzerschnittene Gebiete befinden. Neben den in der Abbildung erfaßten Pedimentschotterresten findet man hier noch eine Eluvialschotterstreu, die in der Burr Desert noch weiter hinaufreicht als der kartierte Schotter am North Point.

Die Pedimentoberflächen sind in den proximalsten Teilen um 6° geneigt, in den mittleren Teilen nehmen die Neigungen schnell Werte um 2° an, und in 10 km Entfernung vom Gebirgsrückland liegen die Neigungen nur noch um 1°. Die Längsprofile sind ähnlich gestaltet wie in den Abajo Mountains. Für die distalen Pedimentreste im Osten des Untersuchungsgebietes ergibt sich der auffällige Sachverhalt, daß diese gegenüber den weiter westlich im Bereich der Trachyte Creek Synklinale gelegenen Vorkommen ein gegenläufiges Gefälle aufweisen.

Schließt man die hochliegenden, als Rücken ausgebildeten Pedimentreste an der Nordseite von Mt. Ellen an die höchsten Terrassen des Fremont River an, ergibt sich noch ein Gefälle von 0,5°.

Petrographisch unterscheiden sich die Terrassenschotter der großen Flüsse von den Pedimentschottern dadurch, daß sie nur einen relativ geringen Anteil von Porphyren enthalten. In der vom Geological Survey herausgegebenen geologischen Übersichtskarte 1 : 250 000 (WILLIAMS & HACKMAN 1971) sind am Neilson Wash (vgl. Abb. 20) Pedimentschotter eingetragen. Bei den Geländeuntersuchungen konnte jedoch in diesen Schottern kein Porphyr entdeckt werden. Die Schotter unterscheiden sich sowohl von den Pedimentschottern wie von den Terrassenschottern, da sie zum einen keine oder nur extrem wenige Porphyre enthalten, zum anderen nur wenig gerundet sind mit einem hohen Anteil an leicht verwitterbarem Material. Die Schotter am Neilson Wash (Abb. 20) sind als auf den Fremont River gerichtete Lokalschotter mit nördlicher bis nordwestlicher Herkunft zu interpretieren.

#### 4.3.2.2 Gliederung

Ähnlich wie in den Abajo Mountains sind die Pedimente auch in den Henry Mountains mehrgliedrig entwickelt. In der Abbildung (Abb. 20) sind sie vertikal ungegliedert dargestellt.

HUNT (1953) hat bei den geologischen Untersuchungen auch eine Aufnahme der Pedimentschotter vorgenommen<sup>29</sup>. Er untergliedert die Pediment- und Terrassenschotter in fünf unterschiedliche Niveaus (Qg1 bis Qg5), die aber nicht zur regionalen Korrelation dienen sollen und können, da sie nur nach der relativen Höhe über der jeweiligen Vorflut kartiert sind. Korrelationen sind nur über kurze Distanzen entlang einer Entwässerungslinie möglich<sup>30</sup>.

<sup>29</sup> Der Untersuchung HUNTs (1953) ist eine Karte (Plate 18) beigelegt mit dem Titel "General Pediment Map Showing Physiogeographic Province Boundaries of the Henry Mountains Region, Utah".

<sup>30</sup> "The patterns show relative heights above the main streams, but are not useful for correlation purposes except for short distances along a single drainage line." (HUNT 1953, Legende zu Plate 18).

Tatsächlich erweist es sich als unmöglich, selbst für das begrenzte Arbeitsgebiet eine allgemein anwendbare regionale Gliederung der Pedimente zu konstruieren. Da die Pedimente in den einzelnen Bereichen (1 bis 4) räumlich variabel gestaltet sind mit unterschiedlichen Höhen ihrer Ansatzpunkte im Hinterland und unterschiedlichen Neigungsverhältnissen, ist eine Korrelation nach der Höhenlage (relativ und absolut) über größere Distanzen ausgeschlossen. Außerdem ist in den einzelnen Abschnitten die Gliederungsstruktur nicht einheitlich, es sind in einem Bereich weniger differenzierbare Niveaus ausgebildet als in dem anderen.

Dennoch ist aber die Gliederung der Pedimente nicht unsystematisch, denn für die einzelnen *Pedimentkonzentrationsgebiete* lassen sich differenzierbare und zuzuordnende Niveaus in längerer Erstreckung verfolgen. Dazu gehören die an das rezente Gewässernetz angepaßten, jungen, terrassenähnlichen, nur in schmalen Leisten ausgebildeten Niveaus, wie sie z.B. entlang des Poison Spring Canyon, North Wash oder Trachyte Creek entwickelt sind. Diese sind aber innerhalb der auf die Pedimentmorphogenese ausgerichtete Fragestellung nur von randlicher Bedeutung. Das Interesse gilt vor allem den vom rezenten Gewässernetz unabhängigen Pedimenten. Diese sind im Gegensatz zu den in den Abajo Mountains angetroffenen Verhältnissen in den Henry Mountains mehrgliedrig entwickelt, und das, wie schon angesprochen, in unterschiedlicher Gliederungsstruktur. An der Nordseite des Mt. Ellen lassen sich zwei, an seiner Ostseite drei eigenständige Niveaus ausgliedern. Sie haben jeweils eigene differenzierbare Unterkanten. Die Höhendifferenzen zwischen den Niveaus betragen je nach Lage im Längsprofil 10 bis 50 m.

Die älteren Pedimentniveaus sitzen dabei den jüngeren als langgestreckte Rücken oder als einzelne Resterhebungen auf. In den oberen Fußflächenbereichen greifen die jüngeren Niveaus trichterförmig in die älteren ein. Die aufsitzenden älteren Pedimentreste werden von GILBERT (1877) als "hills of planation" bezeichnet, die sich geschützt durch ihre Schotterdecke innerhalb des insgesamt tiefergeschalteten Reliefs erhalten haben.

Die nicht an das Gewässernetz angepaßten Pedimentniveaus, in Analogie zu den Abajo Mountains als Hauptpedimentniveaus zu bezeichnen, sind schon seit längerer Zeit in Zerstörung begriffen, der maximale Eintiefungsbetrag liegt bei 700 m am Cedar Point (Abb. 19). Die Pedimentzerschneidung verlief nicht ungegliedert, nach Zerschneidungsphasen kam es zur Ausbildung jüngerer Glieder der Hauptpedimentniveaus. Formentypisch abzutrennen von den hochliegenden Pedimenten sind die talangepaßten, leistenförmigen Schotterssysteme, die besonders im Osten des Untersuchungsgebietes entwickelt sind. Die Gründe für die *komplexe Gliederungsstruktur der Hauptpedimentniveaus* sowie für die Abfolge von Pedimententwicklungs- und -zerstörungsphasen werden in Kapitel 4.3.3 aufgezeigt.

#### 4.3.2.3 Eigenschaften

Die Pedimente im Untersuchungsgebiet sind über eine Vielzahl unterschiedlicher Schichtkomplexe verteilt, die vom oberkretazischen Blue Gate Shale (Unterabteilung des Mancos Shale) im Westen bis zur jurassischen Carmel Formation der San Rafael Gruppe im Osten reichen. Die Zonen weitflächiger Pedimentverbreitung liegen in den geringresistenten Schichten. Dazu gehören Blue Gate und Tununk Tonschiefer innerhalb der Mancos Gruppe, die Brushy Basin Fazies der Morrison Formation und die San Rafael Gruppe mit Summerville, Curtis, Entrada und Carmel Formation. Getrennt werden die wenig widerständigen Schichten durch zwischengelagerte resistente Gesteine, auf die die Pedimente randlich übergreifen. Dazu gehören der Ferron Sandstein zwischen Blue Gate und Tununk Tonschiefer, der Salt Wash Sandstein zwischen Brushy Basin Fazies und San Rafael Gruppe und der Navajo Sandstein als Liegendes der San Rafael Gruppe (Abb. 20)<sup>31</sup>. In den weichen Gesteinen handelt es sich bei den Auflagerungsflächen der Pedimentschotter um echte Abtragungsoberflächen, eine Verwechslung mit Akkumulationsoberflächen, wie sie von WILLIAMS (1984) für das Kaiparowits Plateau beschrieben wurden, scheidet aus.

Die Abtragungsoberflächen der einzelnen Pedimentniveaus kappen das unterlagernde, meist nur schwach schrägestellte Gestein in spitzem Winkel. Ein ähnliches Bild wie die Schnittfläche im Entrada Sandstein (Photo 8) bieten auch die Pedimentunterkanten in den anderen weichen Gesteinen. In den Abtragungsoberflächen sind häufig Rinnen von wenigen Metern Tiefe, manchmal nur Dezimetern, mit einem hohen Breite/Tiefe-Verhältnis zu beobachten. Die *Schnittflächenbildung* setzt bei Erreichen der resistenten Schichten aus. Die Pedimentschotter überziehen lediglich noch deren randliche Teile (Abb. 20).

Im Untersuchungsgebiet weichen die Verhältnisse nur an einer Stelle von dem allgemein gültigen Erscheinungsbild ab. Das ist auf der Ostseite von Mt. Ellen im Quellgebiet des Poison Spring Canyon und Butler Wash westlich der Trachyte Creek Synklinale der Fall (Abb. 20, 21). Hier zieht ein Pedimentschotterkörper vom Entrada Sandstein ausgehend über den Salt Wash Sandstein in die Brushy Basin Fazies der Morrison Formation hinüber. Diese Stelle wird schon von GILBERT (1877: 124) beschrieben. Ihre Besonderheit kann durch spezielle strukturelle Bedingungen erklärt werden. Der Salt Wash Sandstein ist hier steilgestellt und streicht deswegen an der Oberfläche nur in einem schmalen Streifen aus. Außerdem liegt eine Aufwölbungszone in unmittelbarer Nachbarschaft (Butler Wash Lakkolith), von der aus das harte Gestein leicht mit Schottern überzogen werden konnte, womit es seine Steuerungsfunktion für die Pedimentgenese verlor.

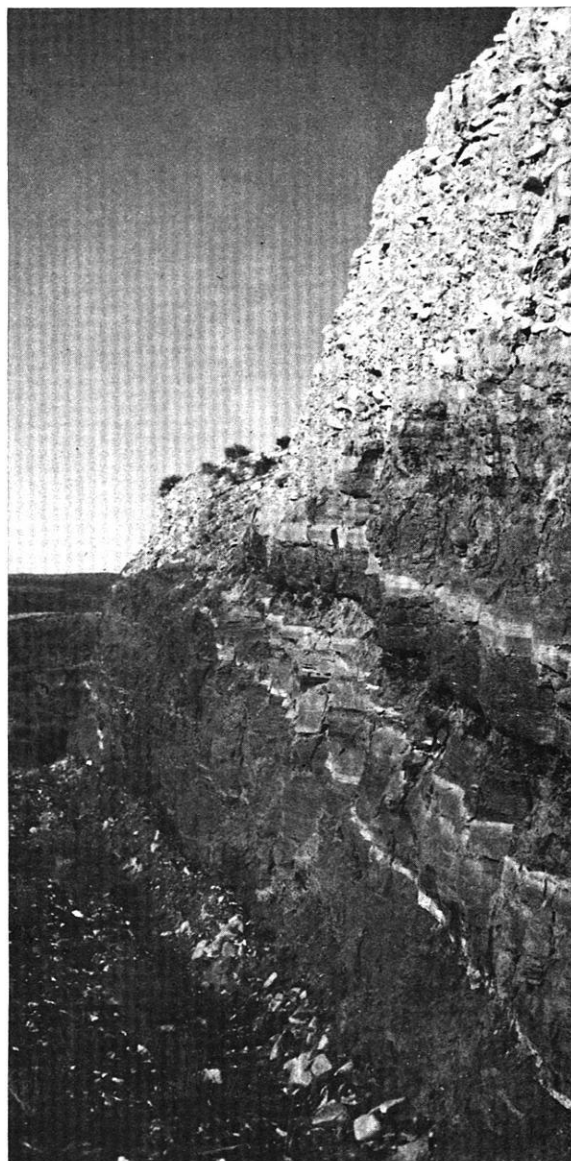


Photo 8: Abtragungsoberfläche eines Pedimentes mit auflagernden Pedimentschottern. Die Abtragungsoberfläche zeigt eindeutigen Schnittflächencharakter. Der unterlagernde Entrada Sandstein wird in spitzem Winkel gekappt. Das anstehende Gestein ist unverwittert. Der Aufschluß liegt an der Ostflanke der Henry Mountains im Gebiet des Poison Spring Canyon (Aufnahme: SCHMIDT 1979).

Die Abtragungsoberflächen der Pedimente wirken makroskopisch in allen betroffenen Gesteinen frisch und unverwittert (vgl. Photo 8). Vom Anstehenden im Kontaktbereich mit den überlagernden Schottern wurden Proben zur röntgenographischen Analyse u.a. an den Pedimenten am Poison Spring Canyon entnommen, wo diese auf Entrada Sandstein entwickelt sind. Alle Proben weisen ein identisches *Tonmineralspektrum* auf mit Montmorillonit als dominierendem Bestandteil (90%) und geringen Mengen Illit (10%). Proben wurden auch von der Abtragungsoberfläche eines höheren Pedimentniveaus entnommen, das hier mit

<sup>31</sup> Zu den Eigenschaften der Gesteine geben der Anhang und die Beschreibung zu Profil B in Abb. 9 Auskunft (vgl. 3.1).

einer Höhendifferenz von 20 m dem weitflächig entwickelten jüngsten Glied der Hauptpedimentniveaus aufsitzt. Unterschiede in der Tonmineralzusammensetzung ergeben sich nicht. Im Probenmaterial sind neben Quarz auch immer leicht verwitterbare Komponenten wie Kalifeldspäte und Plagioklase vertreten. Dolomit und in größeren Mengen Kalzit kommen ebenfalls vor. Bei den Karbonaten kann es sich jedoch um sekundäre Bildungen im Kontakt zwischen den durchlässigeren Pedimentschottern und dem anstehenden Gestein handeln. Die mineralogischen Befunde schließen insgesamt jedoch intensive chemische Verwitterungsvorgänge im Bereich der Pedimentationsoberfläche aus. Abweichungen von trocken-klimatischen Bedingungen sind auch hier nicht zu erwarten.

Die in den mesozoischen Gesteinen ausgebildeten Schnittflächen treten nicht als nackte Felspedimente auf, sie sind immer von einer *Schotterdecke* überzogen. Die Schottermächtigkeit ist im Durchschnitt wesentlich geringer als auf den Pedimenten in den Abajo Mountains. Stellenweise lagert der Abtragungsoberfläche nur eine 1,5 m mächtige Schotterdecke auf, womit die Bedingungen einer aktiven Felspedimentation bei der Ausbildung des Pediments noch gegeben gewesen sein können. Es werden jedoch auch Schottermächtigkeiten über 10 m erreicht. Petrographisch bestehen die Schotter in der Hauptsache aus den Porphyren der Henry Mountains. Sie sind durchmischt mit härterem wiederaufgearbeitetem Sedimentgesteinsmaterial. Die durchschnittliche Korngröße nimmt mit zunehmender Entfernung von den Bergen ab. Größere Blöcke treten in weiterer Entfernung nur vereinzelt auf. Die Schotter der einzelnen Pedimentniveaus weisen keine signifikanten Unterschiede in ihre Eigenschaften auf. Die Schotter der höheren Niveaus, die ohne eine schützende Feinmaterialbedeckung verwitterungsexponiert an der Oberfläche liegen, tragen einen dunklen Wüstenlacküberzug. Die Böden auf den Pedimentschottern sind in Form von *Caliche* (vgl. 4.2.3) entwickelt.

Calicheprofile innerhalb der Schotterkörper wurden in den Aufschlüssen nicht gefunden. Sie hätten Aussagen über die morphodynamischen Bedingungen zur Zeit der Schotterablagerung zugelassen. Die Calicheprofile auf den Schottern sind junge Bildungen, die nicht in Zusammenhang mit der Pedimentgenese stehen.

Die Kalkanreicherungsböden in den Henry Mountains weisen insgesamt ein wesentlich weniger fortgeschrittenes Entwicklungsstadium auf als jene in den Abajo Mountains. Eine vollständige harte, lagige Oberkruste konnte an keiner Stelle beobachtet werden. Die Caliche weist in der Regel eine weiche, lockere Struktur auf. Konkretionshorizonte fehlen. Lediglich um einzelne Schotter sind vielfach einige Millimeter dicke Kalkhäute ausgebildet. Häufig findet man an der Oberfläche Bruchstücke dieser Kalkhäute, die sich von den zugehörigen Schottern abgeschält haben. An der Basis der Schotter im Übergang zum Anstehenden liegt

häufig eine Kalkanreicherungszone, besonders im Verbreitungsgebiet des Entrada Sandsteins.

Daß die relativ niedrigen Jahresniederschläge im Vorland der Henry Mountains nicht den limitierenden Faktor für die schwache Ausbildung der Caliche darstellen, wird dadurch verdeutlicht, daß aus der Green River Desert nordöstlich von Hanksville, wo die Niederschläge ähnlich niedrig liegen, gut ausgebildete Caliches beschrieben wurden (YOUNG 1964). Die Bedeckung der Pedimentschotter mit Wüstenloß ist der dominierend wichtige Steuerungsfaktor für die Ausbildung einer vollständigen Caliche mit einer massiven Oberkruste. Auch bei den Caliches in der Umrahmung der Henry Mountains fällt eine gewisse Differenzierung im Stadium der Entwicklung auf. Die auf den jüngeren, noch mehr flächig erhaltenen Pedimenten aufsitzenden isolierten, älteren Pedimentreste weisen in der Regel eine weniger ausgeprägte Kalkanreicherung auf. Auf der Ostseite des Mt. Ellen im Verbreitungsgebiet des Entrada Sandsteins haben Proben vom höheren Niveau einen  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt von 25 bis 40%; Proben vom jüngsten Hauptniveau erreichen Werte von 40 bis 60%. An der Nordseite von Mt. Ellen, wo die Pedimente im Mancos Shale und der Brushy Basin Fazies der Morrison Formation liegen, sind die Pedimentschotter z.T. gar nicht und im Durchschnitt weniger verfestigt als in den angesprochenen Gebieten auf der Ostseite.

Die Begründung für die Differenzierung in der Kalkanreicherung in den verschiedenen Niveaus und Pedimentkonzentrationsgebieten liegt in der Verfügbarkeit von kalkanlieferndem Material. Weite *Dünengebiete* sind dort vorhanden, wo der Entrada Sandstein an der Oberfläche liegt. Dieser liefert das feinsandige Ausgangsmaterial für die lakkolitischen Sedimente. Eindrucksvolle Dünengebiete befinden sich in der Green River Desert nordöstlich von Hanksville, in der Burr Desert und am Cedar Point (Abb. 19).

Da der Entrada Sandstein als Ausgangsgestein der Lockermaterialbedeckung schwach mit Kalziumkarbonat zementiert ist, ist die Lieferquelle für die hier stärkere Kalkanreicherung in den Schottern gegeben. Die Lockermaterialbedeckung fehlt auf den isolierten Resten der höheren Niveaus und außerhalb der Entrada-Sandstein-Verbreitung. Das führt zu dem dort geringeren Ausmaß der Kalkanreicherung. Die Entstehung der Caliches auf den Pedimentschottern der Henry Mountains ist nur unter den Bedingungen des Deszendenzmodells vorstellbar.

#### 4.3.3 Pedimententwicklung und Pedimentzerstörung

Mit der K-Ar-Datierung der lakkolitischen Intrusionen in den Henry Mountains durch ARMSTRONG (1969) auf ein mitteleozänes Alter (44 bis 48 Mio. a) ist ein Höchstalter der Pedimententwicklung festgelegt. Die Intrusionen bedingten den für das Einsetzen der Pedimentierung notwendigen initialen Reliefunterschied zwischen aufgewölbtem

Hinterland und dem von der Hebung nicht betroffenen Vorland. Abseits der von den Pedimentationsprozessen erfaßten Gebiete setzte sich die "normale" strukturbestimmte Reliefgenese fort.

Die jüngsten von den Intrusionen verbogenen Schichten gehören zu den hangenden Teilen des oberkretazischen Mancos Shale. Das bedeutet, daß im Gebiet der Henry Mountains auch außerhalb des strukturellen Beckens über der stratigraphischen Position des Dakota Sandsteins noch eine fast 1000 m mächtige Schichtserie erhalten gewesen sein muß<sup>32</sup>, die inzwischen im Nordwesten des Mt. Ellen teilweise und im Nordosten und Osten des Untersuchungsgebietes gänzlich entfernt worden ist (Abb. 20). Auf den Plateaus im Osten wurde der Navajo Sandstein von der Abtragung erreicht, in der stratigraphischen Position mehr als 1500 m tiefer liegend als der Top der Mancos-Gruppe. Auch von den Intrusivkörpern, besonders von den in tiefere stratigraphische Positionen eingedrungenen, heute freiliegenden Lakkolithen müssen erhebliche Mengen Sedimentgestein abgetragen worden sein. Für diese Abtragsleistung müssen längere Zeiträume einkalkuliert werden.

Die endgültige Zerstörung der Hauptpedimentniveaus ist in Zusammenhang zu sehen mit der Integrierung des Coloradoentwässerungssystems und dem dadurch verursachten Tiefenerosionsimpuls, der mit einer Heraushebung einherging. Der Erosionsimpuls wurde durch den Dirty Devil River in das Pedimentverbreitungsgebiet weitergeleitet. Die Integrierung des Gewässernetzes erfolgte erst im ausgehenden Miozän bis Pliozän (vgl. 5.3.3). Die heute noch im Gelände erhaltenen unterschiedlich alten Pedimenthauptniveaus dürften ein miozänes bis pliozänes Alter besitzen. Anhaltspunkte für eine absolute Datierung ergeben sich nicht. Die Zerstörung des jüngsten Pedimentniveaus ist unterschiedlich weit fortgeschritten. Im Norden des Mt. Ellen sind noch weitgehend unzerschnittene Bereiche erhalten. Hingegen beträgt die maximale Eintiefung im Osten 700 m.

Die *Pedimentationsprozesse* erfaßten zunächst die hangenden Teile des Mancos Shale. Von diesen frühen Phasen der postsubvulkanischen Abtragsprozesse sind im heutigen Relief des Untersuchungsgebietes keine Spuren mehr vorhanden. Die jüngste, und damit erste resistente Schicht, auf die ein Pedimentniveau hätte eingestellt sein können, ist der Emery Sandstein als Hangendes des Blue Gate Shale. Dieser liegt im äußersten Westen des Untersuchungsgebietes in einer Höhenlage von etwas über 1800 m und damit um mehrere hundert Meter höher als die dort im Vorland noch vorhandenen Reste des höchsten erhaltenen Pedimentniveaus.

32 Da heute im Henry-Mountains-Becken noch Teile der Mesaverde Formation erhalten sind, war die Mächtigkeit der im Eozän noch vorhandenen Schichten eher noch größer.

Mit dem Fortschreiten der Abtragung wurden nach dem von der Vorflut ausgehenden Durchschneiden von resistenten Schichtpaketen immer ältere Gesteine von der Pedimententwicklung erfaßt. Im Osten des Untersuchungsgebietes wurde schließlich die jurassische San Rafael Gruppe erreicht.

Die Genese der Pedimente erfolgte im *arid-morphodynamischen System* auf frischem, unverwittertem Substrat, wie die Ergebnisse der röntgenographischen Analyse zeigen (vgl. 4.3.2.3). Die Pedimentation wurde durch von den Bergen kommende Gewässer bewirkt. Der überwiegende Flächenanteil der Pedimente wurde nach der Ausbildung eines Felspediments, dessen Oberfläche durch flache Rinnen gegliedert war, mit einer mehr als 2 m mächtigen Schotterdecke überzogen, so daß die Bedingungen für eine aktive Felspedimentation aussetzten und wohl nur noch Schuttpedimentation aktiv wurde. Manche Teile tragen jedoch nur eine geringmächtige Schotterdecke, so daß hier bis zum Abschluß der Pedimententwicklung eine Felspedimentation abgelaufen sein kann.

Die entscheidende Frage ist, wie es zur differenzierten *Gliederung der Hauptpedimentniveaus* gekommen ist, warum sich Pedimententwicklungs- und -zerstörungsphasen abwechselten. Es war erwähnt worden (vgl. 4.3.2.3), daß die Pedimente hauptsächlich in den geringresistenten Schichten entwickelt sind und nur randlich auf die resistenten übergreifen. Diese Verhältnisse sind analog zu denen in den Abajo Mountains, wo die Pedimententwicklung auf dem resistenten basalen Dakota Sandstein und der Burro Canyon Formation halt macht.

Wirkte sich im Hauptverbreitungsgebiet der Pedimente in den Abajo Mountains nur ein resistentes Gesteinspaket limitierend auf die Pedimententwicklung aus, wird diese Funktion in den Henry Mountains von mehreren Schichtkomplexen wahrgenommen, und zwar dem Ferron Sandstein, dem Salt Wash Sandstein und dem Navajo Sandstein sowie auch vom Kayenta Sandstein mit dem ihn unterlagernden Wingate Sandstein. Wegen des strukturellen Anstiegs nach Osten kommen in dieser Richtung sukzessive immer ältere Schichten an die Oberfläche, und für die einzelnen *Pedimentkonzentrationsbereiche* übernehmen unterschiedliche und unterschiedlich viele resistente Schichten Steuerungsfunktion (Abb. 20).

Die während der gesamten Reliefgenese vorherrschenden arid-morphodynamischen Bedingungen mit selektiver Verwitterung und Abtragung bedingten eine starke Betonung der vorgegebenen Resistenzunterschiede. Wo die Gewässer und auch die Hauptvorfluter auf resistente Gesteinspakete trafen, wurde die Einschneidung verlangsamt, und es konnten sich im Flußlängsprofil *lokale Erosionsbasen* bilden.

Diese lokalen Erosionsbasen mit sich stromauf in meist weichen Substraten anschließenden Flachstrecken hatten



zur Zeit der Pedimententwicklung, als die Tiefenerosion nicht so rapide erfolgte wie unter den späteren durch das verstärkte Einschneiden des Colorado River verursachten Bedingungen, eine lange Lebensdauer. Diese reichte in ihrer Länge aus, um zu gewährleisten, daß sich ein Pedimentniveau auf die lokale Erosionsbasis einstellen konnte.

Wurde das resistente Gesteinspaket vom Vorfluter durchschnitten, war der Prozeß der *Zerstörung* des auf dieses Gesteinspaket eingestellten Pedimentniveaus eingeleitet. Der von der Durchschneidung des resistenten Gesteins durch den Hauptvorfluter verursachte Tiefenerosionsimpuls wurde mit zeitlicher Verzögerung an die von den Bergen ausgehenden Seitengewässer weitergeleitet. Die Seitengewässer konnten mit der Erosionskraft der Vorflut nicht Schritt halten und bildeten im Übergang zum Zerschneidungsbereich zunächst Hängetäler aus. Deren Gefällsknick stellte für die Oberläufe der Seitengewässer die Erosionsbasis dar, auf die gerichtet eine Pedimententwicklung im proximalen Fußflächenbereich für einen Übergangszeitraum weiterhin in Funktion bleiben konnte.

Die auf die resistenten Gesteine eingestellten Flachstrecken im Hinterland von an dieselben Gesteine gebundenen Schichtstufen wirkten sich als *temporäre*, jedoch über genügend lange Zeiträume stabile, auf einen bestimmten Raum begrenzte *Erosionsbasen* aus. Diese Erosionsbasen sorgten in den jeweiligen Teilräumen im Hinterland von Schichtstufen für eine konstante Vorflut, auf die gerichtet sich ein Pedimentniveau entwickeln konnte.

Während dieses Zeitraums herrschte ein *Gleichgewichtszustand* in dem betroffenen räumlich begrenzten geomorphologischen Teilsystem. Das Gleichgewicht wird gestört, wenn die resistente Schicht durchschnitten wird, und damit von Gleichgewichtsbetrachtungen her gesehen eine Schwelle (threshold) überschritten wird (SCHMIDT 1978). Das System gerät aus seinem vorherigen Gleichgewichtszustand, es tritt eine Phase veränderter Bedingungen mit vorherrschender Tiefenerosion ein, sich vom Vorfluter in die Seitengewässer ausbreitend, während der das Pediment zerstört wird. Ein neuer Gleichgewichtszustand tritt ein, wenn sich die Tiefenerosion abschwächt, und sich die Flachstrecke stromauf der stratigraphisch nächsttieferen resistenten Schicht im Hinterland der zugehörigen Schichtstufe in das betreffende Gebiet (geomorphologische Teilsystem) verlagert hat. Dann kann es, eingestellt auf die neue temporäre Erosionsbasis, zur Ausbildung eines jüngeren Pedimentniveaus kommen.

Die Phasen von Pedimententwicklung und Pedimentzerstörung verlaufen zeitlich und räumlich variabel. Es kann in einem Teilsystem (Pedimentverbreitungsgebiet) ein Pediment ausgebildet werden, während ein benachbartes Teilsystem gerade eine Zerschneidungsphase mit Pedimentzerstörung durchmacht, weil dort zu diesem Zeitpunkt eine resistente Schicht durchschnitten wird, und noch kein neuer Gleichgewichtszustand eingetreten ist.

Daß die resistenten Gesteinspakete mit der Einschaltung temporärer Erosionsbasen einen steuernden Einfluß auf die Längsprofilgestaltung der Hauptvorflut hatten und haben, läßt sich noch heute am Längsprofil des Fremont und des Dirty Devil River ablesen. Vergleicht man die Längsprofilabschnitte, die im Verlauf des Flusses vor dem Auftreffen auf eine resistente Schicht liegen, mit denjenigen, die unmittelbar hinter einer oder bei mächtigen Gesteinen wie dem Navajo Sandstein in einer resistenten Schicht liegen, zeigt sich, daß das Gefälle oberhalb immer deutlich geringer ist.

Für das Längsprofil von Fremont und Dirty Devil River wurden als Bezugsschichten der Ferron Sandstein, der Salt Wash Sandstein, der Navajo Sandstein, der Kayenta Sandstein und der White Rim Sandstein der Cutler Formation herangezogen, die die prinzipiellen Stufenbildner in diesem Gebiet darstellen. Als Maßzahl wurde der Tangens des Längsgefälles benutzt.

Unterzieht man die Mittelwerte der beiden Stichproben (Gefällswerte oberhalb von resistenten Schichten; Gefällswerte unterhalb von bzw. in resistenten Schichten) einem t-Test für korrelierende Stichproben, erweisen sich die Mittelwerte als mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit signifikant unterschiedlich. Der Mittelwert der ersten Stichprobe (Gefällswerte oberhalb von resistenten Schichten) ist signifikant kleiner<sup>33</sup>. Auch die großen Seitengewässer des Dirty Devil River zeigen ähnliches Verhalten. Der Poison Spring Canyon hat vor dem Erreichen des Navajo Sandsteins und vor dem Erreichen des Kayenta Sandsteins ein geringeres Gefälle als beim Durchschneiden der resistenten Schichten.

Jedes der einzelnen *Pedimentkonzentrationsgebiete* (1 bis 4) hat seine eigene Entwicklung durchlaufen, je nachdem, welche und wie viele resistente Gesteinspakete sich steuernd auf die Morphogenese ausgewirkt haben. Die Hauptpedimentniveaus im Einzugsgebiet von Sweetwater Creek und Town Wash (Gebiet 1) (Abb. 19, 20) sind in zwei differenzierbare Systeme gegliedert, das höhere eingestellt auf den Ferron Sandstein, dessen Schichtstufe zur Zeit der Genese dieses Niveaus noch weiter östlich lag, und ein jüngeres, eingestellt auf die hinter der Salt Wash Sandsteinstufe liegende Flachstrecke.

33 Der t-Test für korrelierende Stichproben wurde verwendet, da die einzelnen Gefällswerte immer in zwei benachbarten Profilabschnitten ermittelt wurden, und das Längsgefälle ja auch von der Lage im Profil (mehr im Oberlauf bzw. mehr im Unterlauf) abhängig ist. Jedoch auch der t-Test für unabhängige Stichproben führt zu dem Ergebnis, daß die Mittelwerte der Stichproben mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit unterschiedlich sind, ebenso der U-Test. Diese Ergebnisse machen deutlich, daß in dem untersuchten mehr als 100 km langen Abschnitt von Fremont und Dirty Devil River die resistenten Gesteinspakete einen dominanteren Einfluß auf die Längsprofilgestaltung ausüben als die relative Lage im Längsprofil selbst.

In den Einzugsgebieten von Birch Creek, Bull Creek und Dry Valley Wash (Gebiet 2) lassen sich ebenfalls zwei Niveaus differenzieren, das ältere eingestellt auf eine ehemals weiter östlich gelegene Salt Wash Sandstein-Stufe, das jüngere auf die Flachstrecke oberhalb des Navajo Sandsteins. Im Oberlauf des westlichsten dieser Einzugsgebiete, des Birch Creeks, scheinen noch Reste eines dritten, höchsten Niveaus erhalten geblieben zu sein, die dann auf den Ferron Sandstein bezogen werden müßten.

Am Poison Spring Canyon (Gebiet 3) sind die Hauptpedimentniveaus dreigliedrig entwickelt, das älteste gerichtet auf die ehemals weiter in Richtung zum Dirty Devil River vorgeschobene Schichtstufe im Salt Wash Sandstein, das zweite eingestellt auf die Flachstrecke in der San Rafael Gruppe oberhalb des Navajo Sandsteins. Das dritte und jüngste Niveau war eingestellt auf eine temporäre Erosionsbasis, die sich vor dem Durchschneiden des resistenten Kayenta Sandsteins am Dirty Devil River herausgebildet hatte. Einen überformten Rest dieser Plattform stellt die Bert Mesa dar (Abb. 20). Ähnlich wie am Poison Spring Canyon verlief die Entwicklung östlich des Mt. Pennell (Gebiet 4).

Heute, da der von der Hauptvorflut ausgehende Tiefenerosionsimpuls schon weit in die Pedimentverbreitungsgebiete hineingetragen worden ist, ist die Tendenz zur *Zerschneidung* dominant. Davon ist jetzt auch das jüngste Glied der Hauptpedimentniveaus in fast seiner gesamten Verbreitung entscheidend betroffen. In den vorflutfernen Teilen ist die Tendenz zur *Flächenerhaltung* noch deutlich ausgeprägt. Hier kann es bei fehlender Zerschneidung noch zur (traditionalen) Weiterbildung der Pedimente kommen. Mit der definitiven Zerschneidung des jüngsten weitflächig entwickelten Pedimenthauptniveaus geht die Phase der durch Pedimentationsprozesse bestimmten Morphogenese zu Ende, und der "normale" strukturbestimmte Formungsstil wird wieder dominant reliefsteuernd.

#### 4.3.4 Wertung der Ergebnisse

Anders als in den Abajo Mountains sind auch die nicht an das Gewässernetz gebundenen Pedimente mehrstöckig entwickelt. Mögliche Gründe für eine Mehrstöckigkeit von Pedimentniveaus sind wenig zahlreich und liegen nach COOKE & WARREN (1973) in klimatischer Veränderung, Veränderung des Meeresspiegelniveaus oder in tektonischer Aktivität.

Meeres- oder Seespiegelschwankungen sind als begründende Faktoren für die *Mehrgliedrigkeit der Pedimente* im Untersuchungsgebiet auszuschließen. Klimatische Veränderungen würden die eng benachbarten Gebiete in gleicher Art erfaßt haben und zu einer identischen Gliederung geführt haben. Es ist im Gegenteil aber eine sehr komplexe Gliederungsstruktur vorhanden mit unterschiedlicher Ausprägung in den einzelnen Pedimentkonzentrationsgebieten.

Es ergeben sich auch keine Hinweise auf ein Abweichen von den arid-morphodynamischen Formungsbedingungen. Eine die komplexe Gliederung der Pedimente erklärende Tektonik mit kleinräumigen Schollenbewegungen hat es im Untersuchungsgebiet nicht gegeben.

MENSCHING (1973) hat auf die Bedeutung der Lage zur Erosionsbasis für die Zerschneidung von Pedimenten hingewiesen. Die steuernde Wirkung der relativen Lage zur Erosionsbasis auf Pedimententwicklung, -erhaltung und -zerstörung war am Beispiel der Pedimente der Abajo Mountains nachgewiesen worden, dort jedoch nur in Hinblick auf die Zerschneidung des Hauptpedimentniveaus und die räumlich begrenzte Ausbildung des talangepaßten Niveaus.

In der Mehrgliedrigkeit der Entwicklung der Hauptpedimentniveaus in den Henry Mountains wird der steuernde Einfluß der *Lage zur Vorflut* noch auffälliger. Es war schon der Begriff der temporären Erosionsbasis erwähnt worden. Dieser Begriff wird auch in der Darstellung von WARNKE (1969: 359) benutzt. "Dieser andere Faktor ist die Anwesenheit von temporären Erosionsbasen, die genug widerstandsfähig sind, um die Entwicklung größerer Pedimente zu erlauben.... Temporäre Erosionsbasen sehr vergänglicher Natur erlauben nur die Entwicklung zerschnittener Pedimente." Auch AMBOS (1977) hat auf die Bedeutung von lokalen Erosionsbasen für die Steuerung der Genese von mehrstöckigen Glacissystemen hingewiesen.

In den Henry Mountains waren *lokale, temporäre Erosionsbasen* an der Pedimententwicklung beteiligt. Diese temporären Erosionsbasen wurden durch resistente Sedimentgesteinschichten gebildet, die aufgrund ihrer vorflutsteuernden Widerständigkeit jeweils die Ausbildung eines Pedimentniveaus erlaubten. Die Anzahl der in den einzelnen Pedimentkonzentrationsgebieten die Funktion einer temporären Erosionsbasis erfüllenden harten Gesteine spiegelt sich in der Anzahl der Pedimentniveaus wider. Phasen der Pedimententwicklung und Phasen vorherrschender Pedimentzerschneidung können nicht nur durch verändertes Klima oder tektonische Aktivität bedingt werden, sie werden auch räumlich und zeitlich gesteuert durch die relative Lage zur Erosionsbasis.

#### 4.3.5 Postgenetische Hebung der Pedimente im Bereich der Monument-Aufwölbung

Die Pedimente im Osten des Untersuchungsgebietes schleppen in Richtung auf die Monument Aufwölbung auf und die distalen Pedimentreste besitzen gegenüber den näher zu den Bergen im Bereich der Trachyte Creek Synklinale gelegenen Resten ein gegenläufiges Gefälle (vgl. 4.3.2.1).

Die Höhenlage der Pedimente steigt im Osten auf Werte über 1600 m NN, maximal bis über 1800 m NN an. Die

hochgelegenen Pedimentschotter liegen auf Gesteinen der San Rafael Gruppe, im allgemeinen auf Entrada Sandstein, am Cedar Point auf der Carmel Formation (Abb. 20). Sie gehören zu dem auf den Navajo Sandstein eingestellten Pedimentniveau. Dieses Pedimentniveau liegt in der Trachyte Creek Synklinale in Höhenlagen um 1550 m NN.

HUNT (1953) sieht in den hochliegenden Pedimentschotterresten auf den Plateaus im Osten der Henry Mountains Zeugen eines früheren Stadiums der Morphogenese (open valley stage), das der Entstehung der weitflächigen Pedimente in geringerer Höhenlage in den proximalen Teilen vorausging. Er geht davon aus, daß das Gebiet, das zwischen den Bergen und den hohen Plateauflächen mit Schotterbedeckung im Osten liegt, nach der Ablagerung der Schotter insgesamt erniedrigt worden ist, und zwar um einen Abtragungshöhenunterschied bis zu 300 m.

Das Problem der hochliegenden Pedimentschotterreste im Osten der Henry Mountains ist in jüngster Zeit eingehend erörtert worden (SCHMIDT 1984). Danach erweisen sich die auf der San Rafael Gruppe im Rückland des Navajo Sandsteins liegenden Pedimentreste in den proximalen Teilen (Trachyte Creek Synklinale) und den distalen Teilen auf den hoch gelegenen Plateaus im Osten (Cedar Point u.a.) als demselben Niveau zugehörig, da (1) ein gedachter Ansatzpunkt der hochliegenden Schotterreste, ein gleichsinniges Gefälle vorausgesetzt, zu große Höhenlagen erreichen würde, da sich (2) die proximalen Pedimente nicht in tiefere Bereiche entlang der Canyons verfolgen lassen, und da (3) auf den ansteigenden Plateauflächen östlich der Trachyte Creek Synklinale Residualschotter gefunden werden.

Es konnte nachgewiesen werden, daß es in Richtung auf die Monument Aufwölbung zu einer postgenetischen Auf-

Tab. 8: Struktureller Anstieg und postgenetische Hebung der Pedimente im Bereich der Monument Aufwölbung (relativ zu den Bezugspedimenten in der Trachyte Creek Synklinale, Ortsangaben vgl. Abb. 20). Zahlenangaben nach SCHMIDT (1984).

Pedimentrest	struktureller Anstieg (m)	postgenetische Hebung (m)
nördlich Beaver Wash	150	75
North Point	190	85
Burr Desert (Streu)	265	180
Cedar Point	445	320
Trachyte Point (N)	150	110
Trachyte Point (S)	265	190

schleppung der Pedimente gekommen ist, wobei die in den höchsten strukturellen Positionen liegenden Schotterreste (vgl. Abb. 20, 21) auch die stärkste Hebung erfuhren. In einer Tabelle (Tab. 8) sind zur Verdeutlichung der strukturelle Anstieg von der proximalen Zone in der Trachyte Creek Synklinale zu den distalen Pedimentschotterresten und der aus der heutigen Höhenlage der Schotterreste abgeleitete postgenetische Hebungsbetrag gegenübergestellt. Das Verfahren der Ableitung ist in Abbildung 22 schematisch dargestellt (vgl. SCHMIDT 1984).

Die Pedimentreste wurden nicht in den Höhenlagen, absolut und relativ zueinander, gebildet, in denen sie sich heute befinden. Nach der Genese erfolgte eine je nach Lage zur Monument Aufwölbung stark differenzierte Heraushebung (differential upwarp). Für die Monument Aufwölbung ergeben sich klare Anzeichen, daß ihre Entwicklung mit der laramischen Phase nicht abgeschlossen war.

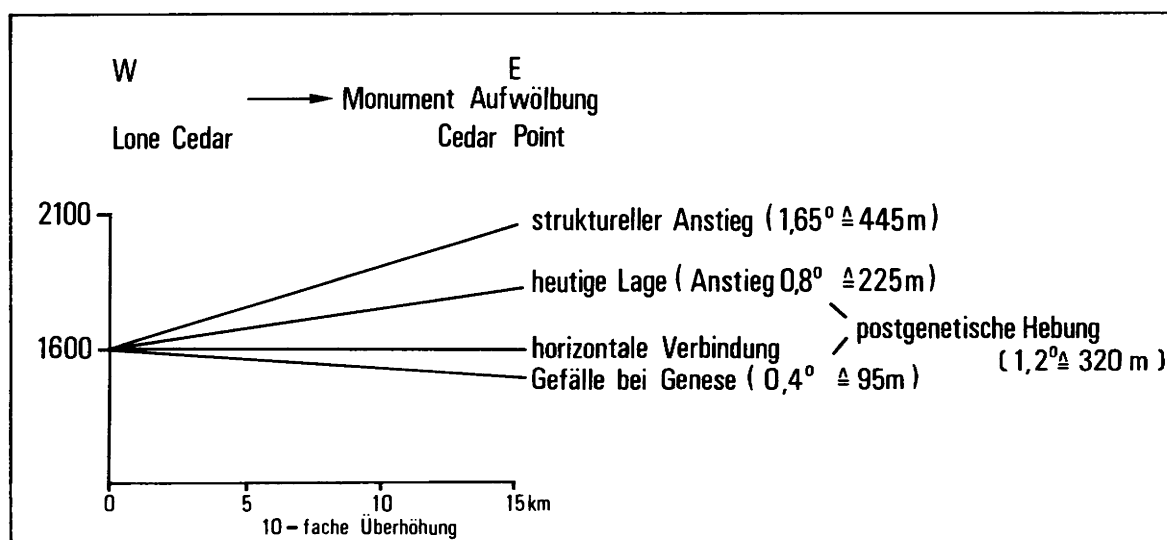


Abb. 22: Ermittlung der postgenetischen Hebung der Pedimente, Beispiel Cedar Point.

#### 4.4 Zusammenfassung

Die in der Umrahmung der lakkolithischen Erhebungen ausgebildeten Pedimente nehmen keine durch besondere klimagenetische Formungsbedingungen gekennzeichnete Phase in der Morphogenese des Colorado Plateaus ein. In ihren durch besondere räumliche Lagebeziehungen vorgegebenen Positionen machten sie eine durch die strukturelle Ausstattung ihrer Verbreitungsgebiete geprägte Entwicklung durch.

Abseits ihrer Verbreitung dauerte die "normale" strukturbestimmte Morphogenese an. Beide Formungstypen waren gleichzeitig unter den Bedingungen trockenklimatischer Morphodynamik aktiv.

Trotz enger räumlicher Nachbarschaft verlief der durch Pedimententwicklung und -zerschneidung charakterisierte Abschnitt der Morphogenese in den Abajo Mountains (vgl. 4.2) und Henry Mountains (vgl. 4.3) sehr unterschiedlich. Die Entwicklung und Zerstörung

von Pedimenten wurde nicht großräumig durch das Klima, sondern durch die jeweilige Lage zu lokalen, temporären Erosionsbasen räumlich und zeitlich variabel gesteuert. Die Funktion der lokalen Erosionsbasen wurde von flachlagernden, resistenten Gesteinspaketen erfüllt. In den Henry Mountains, wo mehrere resistente Gesteinspakete im Verlauf der Morphogenese die Funktion lokal und temporär wirksamer Erosionsbasen inne hatten, entwickelte sich ein mehrstöckiges Pedimentrelief.

Die Pedimentgenese wurde eingeleitet durch die mit den Intrusionen verbundene Entstehung eines initialen Reliefunterschiedes. Das Aussetzen der Entwicklung von weitflächigen Pedimenten steht in Zusammenhang mit dem von der Integrierung des Coloradoentwässerungssystems ausgehenden entscheidenden Tiefenerosionsimpuls. Dieser leitete die definitive Zerschneidung der Pedimente ein. In den vorflutfernen Teilen ist bei starker Tendenz zur Flächenerhaltung eine räumlich begrenzte Weiterbildung von Pedimenten möglich.

## 5. Die Strukturformen

### 5.1 Einleitung

#### 5.1.1 Die Bedeutung der strukturbestimmten Formen

Die in den vorhergehenden Kapiteln behandelten Skulpturformen sind auf dem Colorado Plateau nur unter besonderen Bedingungen entwickelt (vgl. 3, 4). In der gesamten Formenentwicklung des Colorado Plateaus, räumlich und zeitlich integriert, dominierte und dominiert die strukturbestimmte Formung, so daß den mit der Morphogenese und Morphodynamik der Strukturformen in Zusammenhang stehenden Formen und Prozessen die entscheidende Bedeutung in der Interpretation des Reliefs und der Reliefentwicklung des Colorado Plateaus zukommt.

Es soll zunächst die Morphogenese der Schichtstufen-, Schichtkamm- und Schichttafelreliefs behandelt werden (vgl. 5.3). Hier werden die Untersuchungen auf die Methoden des "logisch-historischen Indizienbeweises" (BÜDEL 1975: 7) angewiesen sein, wobei Vorkommen und Eigenschaften von Sedimenten als Zeugnisse von Prozessen der geomorphologischen Vergangenheit ebenso dienen werden wie die erhaltenen Formen selbst. Es wird sich zeigen, daß Eigenschaften der Strukturformen zur Interpretation morphogenetischer Abläufe herangezogen werden können (SCHMIDT 1980a).

Ein weiterer Abschnitt wird der Morphodynamik der Schichtstufen-, Schichtkamm- und Schichttafelreliefs ge-

widmet sein (vgl. 5.4). Hier kann die Beweisführung auf direkterem Wege erfolgen, da die morphodynamischen Prozesse z.T. im Gelände selbst beobachtet werden können, wie auch die rezent in Formung begriffenen Strukturformen durch ihre Eigenschaften Rückschlüsse auf die Morphodynamik erlauben. Das Verständnis der rezenten Morphodynamik wird seinerseits Rückschlüsse auf die Reliefentwicklung zulassen.

#### 5.1.2 Terminologische Fragen

In der Benennung der einzelnen Reliefelemente der Strukturformen soll der in der jüngeren Literatur zur Schichtstufenproblematik verwendeten Terminologie (BLUME 1971, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972) weitgehend gefolgt werden. Eine Schichtstufe besteht aus zwei extrem unterschiedlichen Reliefelementen, einem Steilreliefteil und einem Flachreliefteil. Das flächenhafte Reliefelement wird *Stufenfläche*, häufig auch Landterrasse genannt. Auf letzteren Begriff wird jedoch verzichtet, da er die starken genetischen Implikationen der klassischen Schichtstufentheorie enthält (SCHMITTHENNER 1954, 1956). Das Steilreliefelement, die eigentliche Geländestufe, wird als *Stufenhang* oder *Stufenstirn* bezeichnet. Eine Stufe, die keinen Gegenhang besitzt, wird auch *Stufenrand* genannt (BLUME 1971). Der *Stufenhang* untergliedert sich in Ober- und Unterhang. Dabei ist der Oberhang im stufenbildenden, resistenten Gesteinsmaterial, dem *Stufenbildner*, entwickelt,

während der Unterhang im geringresistenten *Sockelgestein* (Sockelbildner) verläuft. Der obere Stufenhang ist häufig wandartig versteilt (Stufenwand).

Nach unten geht der Stufenhang in die stratigraphisch nächsttiefere Stufenfläche über. Dieser Übergang kann recht differenziert gestaltet sein. Häufig erfolgt er in Form einer flach geneigten *Fußfläche*. Es kann jedoch auch ein scharfer basaler Hangknick am Stufenfuß ausgebildet sein.

Der obere Stufenhang endet am höchsten Punkt der Schichtstufe, dem *Stufenfirst*. Außerhalb der Trockengebiete ist "am oberen Stufenhang vielfach eine deutliche Kante, die Stufentrauf, ausgebildet, in der sich ein unterer Steilabschnitt und ein oberer Flachabschnitt (Walm) gleicher Hangneigungsrichtung verschneiden" (SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972: 71). Wenn ein Walm nicht ausgebildet ist, sind *Stufenfir\** und *Trauf* in ihrer Position identisch, es handelt sich dann um einen reinen Traufstufenhang (Abb. 23).

Unter den Bedingungen arider Morphodynamik sind in der Regel Traufstufenhänge entwickelt (BLUME 1971), so auch auf dem Colorado Plateau. Dabei ist die Trauf als topographisch höchster Punkt der Schichtstufe noch Austrichbereich der stratigraphisch höchsten Teile des Stufenbildners (Abb. 23). Deswegen darf die sich rückwärtig anschließende Stufenfläche auch nicht als Landterrasse bezeichnet werden, da dieser Begriff impliziert, daß die Stufenfläche als Schnittfläche ausgebildet ist, auf der der Stufenbildner in den distalen Teilen der Stufenfläche (von der Folgestufe aus gesehen) schon in stärkerem Maße abgetragen ist als in den proximalen Teilen.

Von der Trauf aus fällt die Stufenfläche mit sanfter Neigung in Richtung auf den Stufenhang der im stratigraphisch nächsthöheren Stufenbildner ausgebildeten Schichtstufe (Folgestufe) hin ab. Während in den humiden Gebieten die Stufenflächen in der Regel Schnittflächen sind, treten sie in den Trockengebieten häufig als ausgeprägte Schichtflächen auf. Hier ist dann die Neigung der Stufenflächen identisch mit dem Schichtneigungswinkel; sonst haben sie eine geringere Neigung als das Schichteinfallen.

Der Stufenfläche lagern, auch in den distalen Teilen, häufig noch Reste des sie einstmals insgesamt bedeckenden hangenden Materials auf (Abb. 23, Abb. 29: Erosionsreste der Carmel Formation auf der Mancos Mesa). Diese können noch eine schützende Decke des nächsthöheren Stufenbildners tragen und werden dann als *Zeugenberge* bezeichnet oder als *Auslieger*, wenn noch eine Verbindung zum zugehörigen Stufenhang besteht. Liegen die Reste sehr weit vor der zugehörigen Stufenstirn auf den distalen Teilen der Stufenfläche, kann der Begriff *Aufsitzer* im Sinne von MORTENSEN (1953) verwendet werden (Abb. 23).

Im amerikanischen Schrifttum findet man die Bezeichnung *Butte* für kleinflächige Zeugenberge und *Aufsitzer* und den Begriff *Mesa* für größere zusammenhängende Reste der Schichtstufe vor der gegenwärtigen Stufenstirn. Allerdings wird in Landschaftsbezeichnungen der Begriff *Mesa* auch für größere Schichtstufenkomplexe verwendet (z.B. Black Mesa, Mesa Verde). Fehlt den der Stufenfläche auflagernden Resten hangenden Materials die schützende Kappe des resistenten stufenbildenden Gesteins, liegen sie in Form von meist badlandartig zerschnittenen Hügeln vor.

Gegliederte Stufen wurden von LIEDTKE (1968) als *Doppel-* oder *Mehrfachstufen* bezeichnet. Da aber der getrepte Anstieg an den Stufenhängen der Schichtstufen des Colorado Plateaus durch Hangstufen und weniger durch eigenständige, in ihrer Bedeutung gleichrangige Schichtstufen bedingt wird, was durch die Begriffe *Doppel-* oder *Mehrfachstufe* impliziert würde, wird in Anlehnung an SCHUMM & CHORLEY (1966) für durch mehrere stufenbildende Gesteine beeinflusste, gegliederte Stufenhänge der Begriff *komplexe Stufe* verwendet (SCHMIDT 1980a).

In den Trockengebieten sitzen den Stufenhängen als Sekundärformen *Schuttrampen* auf (BLUME 1971, BLUME & BARTH 1972), deren Spitzen in Richtung auf die Stufenstirn weisen. Auf dem Rampenrückhang liegt vom Stufenbildner stammendes Schuttmateriale als schützende Decke auf einer Sockelgesteinsunterlage. In der amerikanischen Literatur wurden die Schuttrampen von KOONS (1955) beschrieben und als *talus flatirons* bezeichnet.

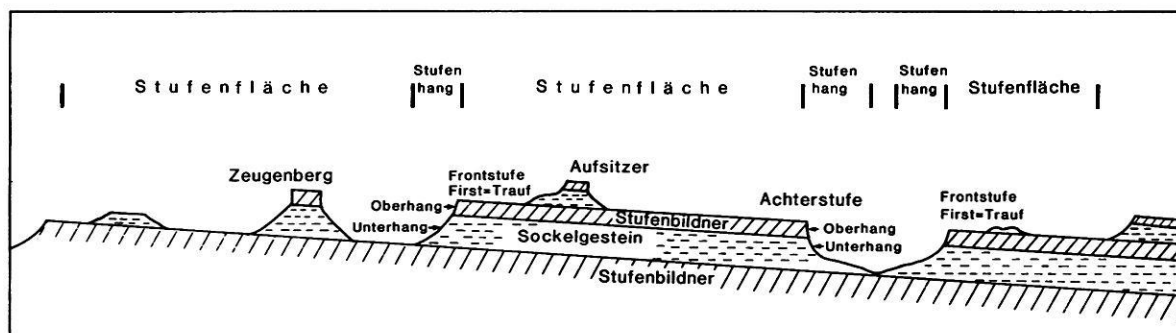


Abb. 23: Schematisches Profil der Schichtstufenlandschaft in Trockengebieten.

Fallen die Schichten in den Stufenhang hinein ein, ist eine *Fronstufe* entwickelt, bei der die Stufenfläche von der Trauf ausgehend sanft abfällt (Abb. 23). Verläuft die Neigung aus dem Stufenhang heraus, ist eine *Achterstufe* entwickelt, bei der die Stufenfläche von der Trauf aus entsprechend der Schichtneigung sanft ansteigt. Die Unterscheidung in Front- und Achterstufen wurde von MORTENSEN (1953) nach Untersuchungen im Südwesten der Vereinigten Staaten eingeführt. Achterstufen entstehen, wenn eine Schichtstufe von hinten her zerschnitten wird.

Die unterschiedliche Ausprägung der Neigungsrichtung kann sich variierend auf den *Stufengrundriß* auswirken (SCHMIDT 1980 b). Der Stufengrundriß kann je nach dem Charakter verschiedenartiger Steuerungsfaktoren geradlinig oder gebuchtet verlaufen; ein Maß für die Buchtung des Grundrisses ist der Buchtungsindex, der sich aus dem Quotienten der tatsächlichen Länge der Schichtstufe und der zugehörigen Luftliniendistanz ergibt (SCHMIDT 1980b).

Das Schichtstufenrelief stellt den Normalfall der strukturbestimmten Reliefs dar und ist bei schwach bis mäßig geneigter Schichtlagerung entwickelt. Bei horizontaler Schichtlagerung entstehen *Schichttafellandschaften*, bei stärkerer Neigung *Schichtkammlandschaften*. Der Nei-

gungsgrenzwinkel, oberhalb dessen Schichtkammlandschaften ausgebildet sind, wird von SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972) für Mitteleuropa bei 10 bis 12° angesetzt, von BARTH & BLUME (1973) für die Trockengebiete bei 6 bis 8°.

Die Vorderseite eines Schichtkamms wird als Stürnhang bezeichnet, der sich entsprechend der Schichtstufenterminologie untergliedern läßt in den im Kammbildner gelegenen Oberhang und den im Sockelgestein liegenden Unterhang. In seinem oberen Teil ist der Stürnhang häufig wandartig versteilt und kann z.T. überhängen (Photo 9). Der Stürnhang endet am Hangfuß, wo mit unterschiedlich starker Ausprägung eines Fußknicks der Übergang zur Fußfläche stattfindet. Nach oben endet der Stürnhang am First. Walm fehlen bei den Schichtkämmen des Colorado Plateaus; die Vorderseiten der Schichtkämme sind somit Traufstürnhänge. An der Trauf (First) schließt sich der Kammrückhang an, der sich eng an die Gesteinslagerung anpaßt (Photo 9).

Von SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972) wird ein geradliniger Grundrißverlauf der Schichtkämme als deutliches Unterscheidungsmerkmal zum gebuchteten Verlauf der Schichtstufen gesehen. Daß dieses Unterscheidungsmerkmal keine generelle Gültigkeit besitzt, konnte von BLUME



Photo 9: Schichtkamm im Cliff House Sandstein der Mesaverde Gruppe (The Hogback, San Juan Becken, New Mexico). Der Stürnhang endet an einer Trauf. Ein Walm ist wie auch bei den übrigen Strukturformen des Colorado Plateaus nicht entwickelt. Der Kammrückhang schließt sich in seiner Neigung eng an die Schichtlagerung an (Aufnahme: SCHMIDT 1978).

& BARTH (1972) und BARTH & BLUME (1973) nachgewiesen werden. Vielmehr treten in den Trockengebieten zahlreiche Schichtkämme auf, die keinen durchlaufenden First besitzen, sondern in einzelne dreieckige, halbkreis- oder trapezförmige Vorsprünge aufgelöst sind. Nur die Spitzen der Vorsprünge lassen sich in der Regel durch eine gerade Linie verbinden. Für diese Formen wird im englischsprachigen Raum der Begriff *flatirons* verwendet.

In das deutsche Schrifttum haben BLUME & BARTH (1972) den Begriff *Rampenstufe* eingeführt. Der Begriff umfaßt sowohl die Hauptstufenvorsprünge von Schichtkämmen wie die Sekundärstufen der Schichtkammrückhänge (Photo 10). Für letztere ist auch die Bezeichnung "Chevron" vorgeschlagen worden (SCHUNKE & SPÖNE-MANN 1972, LEHMEIER 1981). Im Sinne einer Vereinheitlichung der Terminologie sollte für die gleichartigen Formen der gemeinsame Begriff *Rampenstufen* verwendet werden.

### 5.1.3 Abriß der Forschungsgeschichte

Neben den Schichtstufenlandschaften Mittel- und Westeuropas darf das Colorado Plateau als klassisches Untersuchungsgebiet der Schichtstufenforschung gelten. Da die Bedeutung der Strukturformen für das Relief so offensichtlich im Vordergrund steht, wurden hier schon sehr frühzei-

tig Vorstellungen zu ihrer Entwicklung gewonnen, obwohl das Hauptinteresse der Pionieruntersuchungen der Geologie und innerhalb der Geomorphologie der Entwicklung des Colorados galt (POWELL 1875, GILBERT 1877, DUTTON 1882).

POWELL (1875) sah in der Eintiefung des Colorado und seiner Nebenflüsse bereits den Motor für die Entstehung der Stufen, die sich dann als verselbständigte Formen zurückverlegen konnten. Seinen Beschreibungen liegt die Vorstellung inne, daß im Schichtstufenrelief des Colorado Plateaus die aktive Formung an der Stufenstirn geschieht, und zwar durch erosiv-denudative Mechanismen unter ariden Abtragungsbedingungen.

GILBERT (1877) maß der Erosionsarbeit der Flüsse besondere Bedeutung zu. Nach seinen Vorstellungen verlagern sich die Flüsse, durch widerständige Schichten gesteuert, in Richtung des Schichteinfallens und sorgen durch Seitenerosion für die Rückverlegung von Stufenhängen. Durch diesen Prozeß, von GILBERT (1877: 140) "monoclinial shifting" genannt, wandert die Wasserscheide zugunsten des vor der Stufe verlaufenden Flusses. Die Beteiligung von subsequenten Gewässern, und als solche sind die im Sinne von GILBERT (1877) vor der Stufe verlaufenden Gewässer zu bezeichnen, ist auf dem Colorado Plateau ein häufig zu beobachtendes Phänomen. Den meisten Stufen fehlt jedoch ein parallel zum Stufenfuß verlaufendes Ge-



Photo 10: Schichtkamm im Navajo Sandstein an der San Rafael Swell, Utah. Der Kammrückhang ist durch sekundäre, dreiecksförmige Rampenstufen gegliedert (Aufnahme: SCHMIDT 1979).

wässer, so daß hier die Vorstellungen GILBERTs auf die Dynamik des Stufenhangs nicht übertragbar sind. Außerdem wäre die Existenz von Zeugenbergen nach diesem Modell nur schwer zu erklären.

Daß das Vorhandensein von subsequenten Gewässern im Vorland der Stufen keineswegs die Regel ist, kann auch als Argument gegen die auf die Entwicklung von Schichtstufenlandschaften bezogene Variante der DAVISschen Zyklentheorie angeführt werden. Dessen theoretischen Vorstellungen liegen auch Beobachtungen aus dem Südwesten der Vereinigten Staaten zugrunde (DAVIS 1901). Nach dem Modell geht die Schichtstufenlandschaft aus einer Endrumpfläche eines vorhergehenden Zyklus hervor. Diese Rumpffläche zieht über wechselnd widerständige, flach geneigte Schichten hinweg. In Zusammenhang mit einer Wiederbelebung der Abtragungstätigkeit durch einen Hebungsimpuls wird ein Gewässernetz entwickelt, das sich bevorzugt in den Subsequenzonen im Ausstrichbereich der wenig widerständigen Gesteine einschneidet. Infolge der Austräumung des Sockelgesteins und der Abtragungssistenz des Stufenbildners kommt es zur Ausbildung von Schichtstufen mit Stufenflächen, die als Schichtflächen hervortreten. Aus einer Verbindung der (abgeflachten?) Stufenfirste müßte sich dann die Ausgangspeneplain rekonstruieren lassen.

Das Grundkonzept des Zyklengedankens, übertragen auf die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus, taucht vor DAVIS schon bei DUTTON (1882) auf, der einen älteren Zyklus der "Great Denudation" von einem jüngeren, durch "Canyon Cutting" geprägten Zyklus unterscheidet. DUTTONs Konzept der zyklischen Reliefentwicklung hat über die Jahre hinweg bis in die jüngste Zeit seinen Einfluß in den geomorphologischen Betrachtungen über die Morphogenese des Colorado Plateaus ausgeübt (GREGORY, zuletzt 1950, COOLEY 1958, COOLEY et al. 1969, STOKES 1973) (vgl. 2).

In Mitteleuropa setzte die Kritik am DAVISschen Modell der Entwicklung der Schichtstufenlandschaft daran an, daß die Stufenflächen nicht als Schichtflächen, sondern in der Regel als Schnittflächen ausgebildet sind (BLUME 1971, SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972). Ein derartiger Ansatz der Kritik wäre für das Colorado Plateau und generell für die Trockengebiete gegenstandslos geblieben, da diese Forderung der DAVISschen Theorie - im Gegensatz zu anderen - erfüllt ist.

In Mitteleuropa war die weitere Diskussion über die Schichtstufenmorphologie durch die klassische Theorie SCHMITTHENNERS geprägt, deren Verdienste und Kritik bei BLUME (1971) ausführlich behandelt sind. Sie ist auf die Trockengebiete nicht übertragbar, da wesentliche, auf mitteleuropäische Verhältnisse zugeschnittene Merkmale wie Quellerosion und Dellenabtragungsmechanismus fehlen.

Auch die Vorstellungen BÜDELS (1957) sind für die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus nicht anzuwenden, da die Voraussetzung der Mehrphasigkeit der klimagenetischen Entwicklung fehlt. Auch sind die Zeugnisse für ein rezentes und vorzeitliches Zurückwandern der Schichtstufen so überdeutlich, daß ein wesentlicher Bestandteil dieses die Stufenrückwanderung negierenden Modells entfällt. Zweifel an der Lagekonstanz der Schichtstufen sind inzwischen auch für den süddeutschen Raum angemeldet worden (BLUME 1971, BARTH 1975).

Die Theorien von DAVIS und BÜDEL sind insofern vergleichbar, als beide eine im Prinzip zweizyklische Entwicklung annehmen (DONGUS 1974), bei der die Schichtstufenentwicklung erst als zweiter Schritt auf die vorhergehende Existenz einer Ausgangsrumpffläche folgt, deren Genese allerdings unterschiedlich, einmal tektonisch und einmal klimagenetisch, interpretiert wird. Ein zyklisches Modell, das an die DAVISschen Vorstellungen erinnert, wurde in jüngerer Zeit (STINGL 1979) für die Reliefentwicklung von Schichtkämmen in Argentinien entwickelt. Auf dem Colorado Plateau sind jedoch Anhaltspunkte für eine der Strukturformung vorausgehende, das Verbreitungsgebiet der strukturbestimmten Reliefs überspannende, einebnende Rumpfflächenbildung jedweder Provenienz nicht gegeben (vgl. 3 und 5.3.1).

Konzentrierte sich in Mitteleuropa die Diskussion über das Schichtstufenrelief bis zum Beginn der 50er Jahre noch auf die speziellen mittel- und westeuropäischen Verhältnisse, so wurde von diesem Zeitpunkt ab die Beobachtungsgrundlage entscheidend ausgeweitet, und Gebiete anderer klimatischer Ausstattung wurden in die Theoriebildung einbezogen, so auch die Trockengebiete. Auch die strukturbestimmten Reliefs des Colorado Plateaus dienten als Quelle neuer Information (MORTENSEN 1953, 1955, AHNERT 1960, MENSCHING 1968, RATHJENS 1968, DONGUS 1970, BLUME & BARTH 1972, BARTH & BLUME 1973, SCHIPULL 1978, 1980, SCHMIDT 1980a, 1980b).

Es besteht Einigkeit darüber, daß die Stufenflächen in der Regel Schichtflächen sind (RATHJENS 1968, BARTH & BLUME 1973). Im Grundriß sind die Schichtstufen geradlinig wie stark zerlappt (DONGUS 1970, BARTH & BLUME 1973, SCHIPULL 1980, SCHMIDT 1980b). Daß Stufenrückwanderung stattfindet, wird nicht in Zweifel gezogen (MENSCHING 1968, RATHJENS 1968, DONGUS 1970, BARTH & BLUME 1973, SCHIPULL 1980, SCHMIDT 1980a). Der Motor der Stufenrückwanderung wird von den genannten Autoren in der Morphodynamik der Stufenhänge gesehen. "So sind es hier (im Bereich ariden Klimas) nicht die morphodynamischen Prozesse der Flächenbildung, die gegen die Stufen vorrücken, vielmehr bildet die aktive Abtragung an den Stufen selbst den 'Motor', der eine Ausdehnung der Flächenteile des Reliefs ermöglicht" (MENSCHING 1968: 70 f.). Nur MORTENSEN



(1953) deutet die Möglichkeit der Ausdehnung der unteren Stufenfläche durch flächenbildende Prozesse auf Kosten der nächsthöheren Schichtstufe an.

Dabei hat MORTENSEN selbst (zit. bei LOUIS 1979: 330) ein Kriterium entwickelt, das ihn zu einer gegenteiligen Auffassung hätte führen müssen. Danach kann das Intensitätsverhältnis von flächenhafter Abtragung und Stufenrückverlegung daran abgelesen werden, in welcher Mächtigkeit der Stufenbildner an der Trauf noch erhalten ist. Bei vollständiger Erhaltung dominiert die Rückverlegung, bei starker Reduzierung der Mächtigkeit die flächenhafte Abtragung. Daß in den distalen Teilen der Stufenfläche häufig noch Reste des hangenden Materials erhalten sind (vgl. Abb. 29), und daß an der Trauf die stratigraphisch höchsten Teile des Stufenbildners austreichen, ist nach diesem Kriterium ein deutliches Indiz für die Steuerung der Strukturformen des Colorado Plateaus durch Stufenrückwanderung.

Kontrovers wird die Frage diskutiert, ob die gegenwärtige Morphodynamik des Colorado Plateaus eher durch Formungsaktivität oder -passivität gekennzeichnet ist. Während von MORTENSEN (1953) und AHNERT (1960) die Ansicht vertreten wird, daß die Schichtstufen rezent einen Zeitraum ausgesprochener Formungsruhe durchmachen, halten im Gegensatz dazu andere Autoren die rezente aride Morphodynamik für außerordentlich formungswirksam (MENSCHING 1968, RATHJENS 1968, BARTH & BLUME 1973, SCHMIDT 1980a). Von der ersten Gruppe wird die Reliefformung an den Schichtstufen des Colorado Plateaus *klimazyklisch* verstanden mit Formungsaktivität während der Pluvialzeiten und Formungsruhe während der Trockenperioden, so auch in der Gegenwart. In dieselbe Richtung tendieren die Aussagen von HUNT (1953: 168 ff., 1969: 126).

Die Untersuchungen von BARTH & BLUME (1973) in den amerikanischen Trockengebieten und in deren Randgebieten deuten jedoch darauf hin, daß eine Zunahme der Humidität über bestimmte Grenzwerte hinweg eher eine Hinwendung zur Abtragungsruhe zur Folge hat. Die von den Autoren auf dem Colorado Plateau untersuchten Schichtstufen befinden sich im Vergleich mit anderen aus humideren Bereichen in einem Zustand intensiver Abtragung (BARTH & BLUME 1973: 41, 85).

Die Auffassung rezenter Formungsaktivität wird auch von SCHUMM & CHORLEY (1966) vertreten. Es ist für das Colorado Plateau auch nicht damit zu rechnen, daß in der morphologischen Vergangenheit morphodynamisch entscheidende Schwellenwerte überschritten wurden, und die Prävalenz der ariden Morphodynamik aussetzt (vgl. 3, 4). Im Sinne von MENSCHING (1968: 70) erfolgte "nur ein gradueller, kein prinzipieller Wandel des morphologischen Systems", eine Ansicht, die von BARTH & BLUME (1973: 86) für das Colorado Plateau explizit bestätigt wird.

#### 5.1.4 Zielsetzung

Die aus der mitteleuropäischen Schule kommenden Geomorphologen, die in den Trockengebieten Beobachtungen gesammelt haben, sind sich in ihrem Urteil einig, daß die in Mittel- und Westeuropa zur Schichtstufenmorphogenese und -morphodynamik entwickelten Modellvorstellungen nicht auf diese Gebiete übertragbar sind. Morphogenese und Morphodynamik sind durch das arid-morphodynamische System geprägt, wobei die Ausbildung der Stufenfläche als Schichtfläche nur ein Unterscheidungskriterium gegenüber den humiden Schichtstufenlandschaften ist.

Eine Systematik muß aber neben dem Klima auch andere Einflüsse berücksichtigen (vgl. 5.4.3.1). Je nach Ausprägung dieser *Steuerungsfaktoren* können die Prozesse und die resultierenden Oberflächenformen (Schichtstufe, Schichtkamm, Schichttafel), ihre Formenelemente (Stufenhang, Stufenfläche) und ihre Formeigenschaften (Länge, Grundriß, Neigung) ausgesprochen unterschiedlich gestaltet sein. Die gegenwärtige Forschung ist erst auf dem Wege zu einem Verständnis des Steuerungseinflusses der verschiedenen am Formenbildungskomplex beteiligten Faktoren. Fragen der Systematik der Strukturformen im Trockenklima des Colorado Plateaus werden eine wichtige Aufgabe dieser Untersuchung darstellen. Die Systematisierung wird dadurch erleichtert, daß zum einen ein bedeutender Faktor, das Klima, weitgehend konstant gehalten ist, und zum anderen die übrigen in ihrer Reliefwirksamkeit zu beurteilenden Faktoren bei den Strukturformen des Colorado Plateaus in vielfältiger Ausprägung anzutreffen sind.

Darüber hinaus gilt es zu beurteilen, ob die rezente Morphodynamik, die für die Gestaltung der Formen verantwortlich ist, eine Phase weitgehender Formungsruhe durchmacht, oder ob sie durch hohe Formungsaktivität gekennzeichnet ist. Dabei muß das Konzept von *Größenordnung und Häufigkeit* (magnitude and frequency) der Abtragungseignisse an den Strukturformen Berücksichtigung finden. Das ist in diesem Prozeß- und Formenkomplex von noch größerer Bedeutung als in der fluvialen Geomorphologie, denn hier laufen die formbildenden Prozesse in ihrer Verteilung räumlich dezentriert und zeitlich diskontinuierlich ab (SCHMIDT 1980a).

Wenn an einem Schichtstufenabschnitt keine Anzeichen rezenter Formungsaktivität gefunden werden, kann zwar in Analogie auf allgemeine Formungsruhe geschlossen werden, doch muß man beachten, daß unter identischen klimatischen Bedingungen an anderen Stellen gerade Rutschungen, Felsstürze oder Steinschlag stattfinden können (*räumliche Dekonzentration*), und daß an gleicher Stelle unter identischen klimatischen Bedingungen vor längerer, sich der unmittelbaren Beobachtung entziehender Zeit formbildende Vorgänge abgelaufen sein können (*zeitliche Diskontinuität*).

Der Versuch, durch einen Vergleich von Photographien, die nur einen Zeitraum von 100 Jahren umspannen (BAARS 1971, SHOEMAKER & STEPHENS 1975), auf morphologische Aktivität zu schließen, ist wegen der enormen Unterschiedlichkeit der für die Formung zur Verfügung stehenden und durch die Photographien erfaßten Zeiträume ein ungeeigneter Weg. Erst wenn man auch die schon während des Tertiärs aktive Morphogenese der Strukturformen in die Betrachtungen einbezieht, gewinnt man eine Vorstellung über die Kürze des Zeitabschnitts, der einem für die direkte Beobachtung zur Verfügung steht, so wertvoll die aus den Gegenwartsformen und Gegenwartsprozessen abzuleitenden Informationen für die Interpretation der Morphodynamik und Morphogenese auch sind.

Nicht zuletzt um die rezente Morphodynamik in ihren historisch-genetischen Rahmen angemessen einordnen zu können, wird die Behandlung der vorzeitlichen Reliefentwicklung der Betrachtung der Morphodynamik als Momentanzustand der Reliefentwicklung vorangestellt. Dabei wird die *Stufenrückwanderung* als zentraler Motor der Morphogenese eine bedeutende Stellung einnehmen.

## 5.2 Stufenbildner und zugehörige Sockelgesteine

Prozeß- und Formendifferenzierung der strukturbestimmten Reliefs werden durch die lithologischen<sup>34</sup> und strukturellen Eigenschaften der sie aufbauenden Gesteine entscheidend beeinflußt. Der Einfluß der Petrovarianz auf die Formung ist auch in klimageomorphologisch orientierten Konzepten nie ganz negiert worden. Allerdings ist die Formenvariation, die durch die unterschiedliche Lithologie der Gesteine innerhalb eines klimageomorphologischen Systems bedingt wird, häufig ebenso groß wie oder größer als die Variation, die durch unterschiedliche klimageomorphologische Systeme verursacht wird.

Auf dem Colorado Plateau treten dem Beobachter die Strukturformen in einer ausgesprochenen Formenvielfalt entgegen, die nicht zuletzt durch die wechselnden Gesteinseigenschaften gesteuert wird. Eine Beschreibung der am Aufbau der Schichtstufen, -kämme und -tafeln beteiligten Gesteine ist deswegen eine notwendige Voraussetzung für die später vorzunehmende Analyse der Morphogenese und Formendifferenzierung.

Zur Orientierung über die räumliche Verteilung der einzelnen Schichtkomplexe und ihre Einbindung in die regionale Stratigraphie können Karte 1 und Tab. 1 dienen. Ein tabellarischer Überblick über die Stufenbildner und die zugehörigen Sockelgesteine wird in Tabelle 9 angeboten. Die Angaben zu lithologischen Eigenschaften, zur Verbreitung und Mächtigkeit der Gesteine, die in ausführlicher Darstellung dem *Anhang* zu entnehmen sind, fußen auf Geländebeobachtungen und auf zahlreichen Untersuchungen, die vom Geological Survey auf dem Colorado Plateau durch-

geführt wurden, vor allem im Rahmen der Uransprospektion in den 60er Jahren (GREGORY 1950, HUNT 1953, MULLENS 1960, PHOENIX 1963, SMITH et al. 1963, WITKIND & THADEN 1963, THADEN et al. 1964, HUFF & LESURE 1965, LEWIS & CAMPBELL 1965, O'SULLIVAN 1965, CASHION 1967, DAVIDSON 1967, HAWLEY et al. 1968, SHAWE et al. 1968, COOLEY et al. 1969, CATER 1970, O'SULLIVAN et al. 1972, STEWART et al. 1972)<sup>35</sup>.

## 5.3 Morphogenese der Strukturformen

### 5.3.1 Das Ausgangsrelief

Gemessen an den theoretischen Vorstellungen der zweiphasigen Schichtstufenentwicklungsmodelle (DAVIS, BÜDEL) (vgl. 5.1.3) ist das Ausgangsrelief vor dem Einsetzen der Strukturformenentwicklung auf dem Colorado Plateau vergleichsweise wenig problematisch zu rekonstruieren. Die Morphogenese der Strukturformen des Colorado Plateaus geht von einer vorher durch Abtragung nicht überprägten *Aufschüttungsfläche* aus.

Diese Aufschüttungsfläche wurde von oberkretaischen vorwiegend marinen Sedimenten und den alttertiären vorwiegend limnischen Beckensedimenten der postlararnischen Zeit gebildet, die in den größten Mächtigkeiten auf die Beckenzonen konzentriert sind (Karte 1, Abb. 4, Tab. 1.1, 1.7), für die aber noch strittig ist, wie weit sie über ihr heutiges Verbreitungsgebiet im Uinta, Piceance und San Juan Becken und in Südwestutah hinausgingen. Mit dem Rückzug des Meeres in der Oberkreide und dem Aussetzen der vorwiegend limnischen Sedimentation in den Beckenzonen im *Alttertiär* wurde das gesamte Colorado Plateau *Abtragungsgebiet*.

Mit der Heraushebung des Colorado Plateaus begann dessen Zerschneidung, gesteuert durch die von den Gebirgen in der Umrahmung ausgehenden allogenen Gewässer, die Vorläufer von Colorado, Green River, San Juan River, Dolores River etc. Die frühe Phase der Gewässernetzent-

34 Unter dem Begriff Lithologie (lithologisch) werden nach dem Gebrauch des Terminus in der geologischen Literatur (MURAWSKI 1977) die Eigenschaften der Gesteine hinsichtlich ihrer Zusammensetzung, ihres Inhalts (Sedimentpetrographie), aber auch ihres Gefüges, ihrer Schichtung und besonderer Faziesmerkmale verstanden. Der Begriff geht damit im Umfang der erfaßten Eigenschaften über den Begriff Petrographie hinaus. Der Zusatz "strukturelle Eigenschaften" kann deswegen im folgenden entfallen.

35 Als zusätzliche Information und zum regionalen Überblick dienen die geologischen Karten im Maßstab 1 : 250 000 (O'SULLIVAN & BEIKMAN 1964, WILLIAMS 1964, WILLIAMS & HACKMAN 1971, HAYNES et al. 1972, CASHION 1973, HACKMAN & WYANT 1973, HACKMAN & OLSON 1977, HAYNES & HACKMAN 1978).

Tab. 9: Übersicht über die Stufenbildner und die zugehörigen Sockelgesteine (Mächtigkeitsangaben in m).

Stufenbildner	Verbreitung	Material	Zement	Mächtigkeit	besondere Merkmale	Sockelgestein	Material	Mächtigkeit	besondere Merkmale
Green River Formation (Tg):									
Horse Bend Sandstein, Evacuation Creek Faz. (Tge)	Uinta Becken, Roan Cliffs	Sandstein		15/max. 50		Parachute Creek Faz., Green River Form. (Tgp)	Mergel u. Siltsteine	> 100	
Douglas Creek Schichten, (Tgd)	Uinta u. Piceance Becken, Roan Cliffs	wechsella-gernde Sand-, Siltsteine, Tonschiefer und Kalke		bis > 300		Wasatch Formation (Tw)	Tonschiefer, Silt- u. Sandsteine	bis 300	basales Konglomerat, Sandsteinpartien
Wasatch Formation (Tw)	Südwestutah, Pink Cliffs, Bryce Canyon	Kalksteine, kalkige Tonsteine, Sandsteine, Konglomerate	CaCO <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> , Fe-, Mn-Oxide, in den Sandstein sehr fest bis mäßig	150 bis >300	Einlagerung weicher Schichten, wechselnde Resistenz	Kaiparowits Formation (Kk)	weicher Sandstein und Tonstein	180-220	
Mesaverde Gruppe:									
Cliff House Sandstein (Kch)	Mesa Verde	Sandstein, einzelne Siltstein- u. Schieferbänder	mäßig verfestigt, porös	120/ max. 240	Schichten untersch. Dicke, weitmaschiges Klufnetz	Menefee Formation (Kmf)	wechsella-gernde Tonschiefer, Silt-, Sandsteine u. Kohle	> 100	
Point Look-out Sandstein (Kpl)	Mesa Verde, San Juan Becken	Sandstein, im unteren Teil Ton- u. Sandsteine wechselnd	mäßig verfestigt, porös	100	Schichten unterschiedlicher Dicke	Mancos Shale (Km)	Tonschiefer	bis 600	Mancos Shale ist mit großen Mächtigkeiten auf fast dem gesamten Colorado Plateau vertreten
Yale Point Sandstein (Ky)	nordöstliche Black Mesa	Sandstein		60-115	massiv	Wepo Form. (Kw)	Wechselfolge aus Ton-, Silt-, Sandstein m. Kohle	100-220	
Toreva Sandstein (Kt)	Black Mesa	Sandstein		bis 120	Einlagerung von Tonschieferkeil	Mancos Shale (Km)	Tonschiefer	um 200	
Sego Sandstein (Ks)	Book Cliffs	Sandstein	brüchig	35-60		Mancos Shale (Km)	Tonschiefer	bis 1000	
Castlegate Sandstein (Kc)	westliche Book Cliffs	Sandstein, z.T. konglomeratisch	Tonmatrix	bis 170		Mancos Shale (Km)	Tonschiefer	1300	

Fortsetzung von Tab. 9:

Stufenbildner	Verbreitung	Material	Zement	Mächtigkeit	besondere Merkmale	Sockelgestein	Material	Mächtigkeit	besondere Merkmale
Mancos Gruppe:									
Emery Sandstein (Kme)	Henry Mts. Becken	Sandstein, im oberen Teil mit Tonschiefer	CaCO <sub>3</sub> , vielfach nur mäßig verfestigt	75	nur die basalen 60 m wirken stufenbildend	Blue Gate Shale (Kmbg)	Tonschiefer	425	zu geringen Teilen bentonitisch
Ferron Sandstein (Kmf)	Henry Mts. Becken	Sandstein, im oberen Teil geringeres Material	CaCO <sub>3</sub> , vielfach nur mäßig verfestigt	75	nur der mittlere massive Sandstein wirkt stufenbildend	Tununk Shale (Kmt)	Tonschiefer	160-200	zu geringen Teilen bentonitisch
Dakota Sandstein (Kd)	mit kleineren Lücken auf dem gesamten Colorado Plateau	Sandstein, z.T. konglomeratisch, einzelne Tonschieferlagen	CaCO <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> , Fe-Oxide, stark verfestigt	um 30/ max. 70	verwittert zu groben Blöcken	Brushy Basin Fazies d. Morrison Formation (Jmb)	bentonitischer, quellfähiger Tonschiefer	< 100-200	Stufensokkel an der Black Mesa in der Westwater u. Recapture Fazies (Jmw, Jmr). Im SE liegt Kd direkt auf Kbc (s.d.)
Burro Canyon Formation (Kbc)	Südostutah und Südwestcolorado	Sandsteine u. Konglomerate, z.T. Tonsteine	CaCO <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> , Limonit fest	15-90	verwittert zu groben Blöcken, bildet häufig mit Kd gemeinsame Stufe	Brushy Basin Fazies Morrison Formation (Jmb)	(s.o.)	(s.o.)	
Salt Wash Sandstein der Morrison Formation (Jms)	fast im gesamten Untersuchungsgebiet vertreten	Sandsteine u. Tonsteine, z.T. konglomeratisch	Sandsteine mit CaCO <sub>3</sub> , teilweise SiO <sub>2</sub> stark verfestigt	Sandsteinlinsen zwischen 10 und 100	uneinheitlicher Komplex, linsenförmig geschichtet, nur Sandsteine stufenbildend	Summerville Formation (Js)	dünnschichtete Silt- u. feine Sandsteine, Gipsbänder	bis 60	von vertikalen Klüften durchsetzt Jms lagert z.T. direkt auf Jb (s.d.)
Bluff Sandstein (Jb)	Südostutah, Nordostarizona	Sandstein	CaCO <sub>3</sub> , gut bis mäßig verfestigt, z.T. brüchig	bis 100	massiv, von vertikalen Klüften durchsetzt, kreuzgeschichtet	Summerville Formation (Js)	(s.o.)	(s.o.)	
Entrada Sandstein (Je)	stufenbildend nur im östlichen Untersuchungsgebiet	Sandstein	CaCO <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> , Kaolinit, mäßig verfestigt, einzelne harte Partien	40/ max. 70	nur Slick Rock Fazies wirkt stufenbildend	Dewey Bridge Fazies des Entrada Sandsteins (Je)	feingeschichtete tonige Siltsteine u. feinkörnige Sandsteine	10	Slick Rock Fazies liegt stellenweise auch direkt auf Glen Canyon Gruppe (s.d.)

Fortsetzung von Tab. 9:

Stufenbildner	Verbreitung	Material	Zement	Mächtigkeit	besondere Merkmale	Sockelgestein	Material	Mächtigkeit	besondere Merkmale
Glen Canyon Gruppe:									
Navajo Sandstein (J $\bar{R}$ n)	fehlt nur im SE u. äußersten Osten des Colorado Plateaus	Sandstein	CaCO <sub>3</sub> , unterschiedlich stark, in der Regel nur schwach verfestigt	100-670	massiv, kreuzgeschichtet	Kayenta Formation (K $\bar{k}$ )			Kayenta Formation wirkt ebenfalls stufenbildend
Kayenta Formation (K $\bar{k}$ )	fehlt im Süden des Untersuchungsgebietes	Sandsteine z.T. konglomeratisch, einzelne Silt- u. Tonsteine	SiO <sub>2</sub> , CaCO <sub>3</sub> z.T. Tonmatrix, Fe-Oxide, stark verfestigt	40-120	unregelmäßig linsenförmig geschichtet	Wingate Sandstein (W $\bar{w}$ )			Wingate Sandstein wirkt ebenfalls stufenbildend
Wingate Sandstein (W $\bar{w}$ )	fehlt nur im SE des Untersuchungsgebietes	Sandstein	CaCO <sub>3</sub> , mäßig verfestigt	um 100	massiv, kreuzgeschichtet, von vertikalen Klüften durchsetzt, bildet in der Regel zusammen mit K $\bar{k}$ eine Stufe	verschiedene Gesteine der Chinle Formation (C $\bar{c}$ ) Church Rock Fazies (C $\bar{c}$ ) Owl Rock Fazies (O $\bar{r}$ ) Petrified Forest Fazies (P $\bar{f}$ )	Siltsteine wechselnder Schichtdicke, Sandsteine horizontal lagemde Silt- und untergeordnet Kalksteine Tonschiefer, bentonitisch	<10 - >100 bis >100 bis >200	Sandsteinlinsen bilden Hangleisten Kalksteine bilden Hangleisten
Chinle Formation (C $\bar{c}$ ):									
Owl Rock Fazies (O $\bar{r}$ )	stufenbildend im Black Mesa Becken	Siltstein u. Kalkstein		bis >100, Kalksteinbänke nur wenig m	nur die Kalksteine wirken stufenbildend	Petrified Forest Fazies (P $\bar{f}$ )	Tonschiefer, bentonitisch	um 200	im Black Mesa Becken erreicht P $\bar{f}$ größte Mächtigkeit
Moss Back Sandstein (M $\bar{m}$ )	Südstutah, westlich der Comb Ridge	Sandstein mit Konglomeratbänken	SiO <sub>2</sub> , gut verfestigt	bis 45		Monitor Butte Fazies (M $\bar{m}$ ) und Moenkopi Formation (M $\bar{m}$ ) (s.u.)	hauptsächlich bentonitische Tonschiefer	30-60	
Shinarump Konglomerat (S $\bar{s}$ )	fehlt nur im nordöstlichen Drittel d. Colorado Plateaus	Sandsteine u. Konglomerate	SiO <sub>2</sub> , CaCO <sub>3</sub> , vielfach nur mäßig verfestigt	um 10/ bis >30	hohe Permeabilität	Moenkopi Formation (M $\bar{m}$ )	feingeschichtete Siltsteine u. weiche Sandsteine m. Gipsbändern	40-500	vielfach vertikal geklüftet

Fortsetzung von Tab. 9:

Stufenbildner	Verbreitung	Material	Zement	Mächtigkeit	besondere Merkmale	Sockelgestein	Material	Mächtigkeit	besondere Merkmale
Kaibab Kalkstein (Pk)	westliches Colorado Plateau	sandiger Kalkstein, Dolomit, kalkiger Sandstein		um 100	hoch resistent	Toroweap Formation (Pt)	ähnlich wie Pk, etwas weniger resistent	40-100	
Coconino Sandstein (Pc)	westliches Colorado Plateau	Sandstein	SiO <sub>2</sub>	bis 250	bildet in der Regel zusammen mit Pk u. Pt Steilwand	Hermit Shale (Ph)	Tonschiefer	um 100	
Cutler Formation: (Pc)									
De Chelly Sandstein (Pcd)	Monument Valley, Defiance Aufwölbung	Sandstein	CaCO <sub>3</sub> , z.T. SiO <sub>2</sub> - u. Fe-Oxide, mäßig verfestigt	bis 225	nur unter Bedeckung von cs steilwandig	Organ Rock Fazies (Pco), in der Defiance Aufwölbung Supai Formation (PIPs)	feinschichtige Silt- u. Sandsteine, Gipsbänder	30-150	nach N zunehmender Tonanteil, vertikale Klüftung, Sandsteine bilden Hangleisten
White Rim Sandstein (Pcw)	Canyonlands westlich d. Colorado	Sandstein	CaCO <sub>3</sub> SiO <sub>2</sub> stark verfestigt	<10 - <60	homogen, weitmaschiges Kluftnetz	Organ Rock Fazies (Pco)	s.o.	s.o.	
Cedar Mesa Sandstein (Pcm)	Canyonlands, zwischen Colorado u. San Juan River	Sandstein, Siltsteinbänder	CaCO <sub>3</sub> , unterschiedlich stark verfestigt	150-365	geschichtet, variable Schichtdicke, weitmaschiges Kluftnetz	Halgaito Fazies (Pch)	dünne-schichtete Silt u. Sandsteine, Gipsbänder	120	verfestigte Sandsteine bilden Hangleisten
Rico Formation (PIPr)	San Juan Canyon	Kalksteine u. Siltsteine		um 120, Kalkbänke bis 10	Kalksteine bilden Stufen mit Siltsteinen als Sockel				

wicklung ist nur schwer nachzuvollziehen und bleibt in weiten Teilen des Colorado Plateaus eine Frage der Spekulation. Das in den Hauptzügen strukturangepaßte Gewässernetz verdankt sein heutiges Bild einer komplexen Reihe von Netzumstrukturierungen, bei denen Prozesse wie Antezedenz, Epigenese und Anzapfung eine bedeutende Rolle spielten (HUNT 1969). Durch die initiale Zerschneidung wurden die jüngsten Glieder der mächtigen Sedimentserien (vgl. Tab. 1, 9) von der Abtragung erfaßt. Sie

bildeten zunächst Talflanken aus, die sich nach dem Durchschneiden einer resistenten Schicht und dem Erreichen eines liegenden, geringresistenten Sockelgesteins zu Schichtstufen verselbständigen konnten. Die weitere Entwicklung vollzieht sich dann unabhängig vom Talnetz.

Da die Schichten in Richtung auf die umgebenden Gebirge aufschleppen, wurde dieser Prozeß von den Rändern des Plateaus her eingeleitet, wo die Gesteinsserien zuerst von

Fremdgewässern durchschnitten wurden. Zusätzliche Gebiete erster Schichtstufenausbildung waren Aufwölbungszonen sowie Störungslinien.

### 5.3.2 Prinzipien der Strukturformenentwicklung

Ist der Initialzerschneidungsimpuls einmal gegeben, geschieht die folgende Reliefentwicklung nach dem Prinzip der *an den Stufenhängen orientierten lateral gerichteten Denudation* in Form von *Stufenrückwanderung*. Bildlich kann man sich das Abtragungsprinzip der Trockengebietsschichtstufenlandschaft so vorstellen, daß die Gesteinslagen wie Häute eines Körpers angeschnitten werden und dann lateral entfernt werden. Erst die Aufsummierung dieser in der Horizontalen erfolgenden Abtragungsvorgänge ergibt die resultierende Abtragungstendenz in vertikaler Richtung (Abb. 24).

Im Gegensatz zu einer Rumpfflächenlandschaft, wo die Landoberfläche durch Flächenspülung in vertikaler Richtung parallel zu sich selbst tiefergeschaltet wird, erfolgt die Abtragung in der Trockengebietsschichtstufenlandschaft durch erosiv-denudative Prozesse am sich parallel zu sich selbst in horizontaler Vergenz zurückverlegenden Stufenhang. Dabei bleiben die Neigungen von Stufenfläche und Stufenhang konstant, soweit sich die Schichtneigungsverhältnisse nicht verändern. Nur bei Schichtkämmen mit starker Schichtneigung verbleiben die Stürnhänge weitgehend ortsfest und verlagern sich in vertikaler Richtung. Wenn von den Fließgewässern mehrere Stufenbildner durchschnitten wurden, oder wenn im Zentrum einer Antiklinale mehrere Stufenbildner von der Abtragung erfaßt wurden, kann sich der Prozeß der Stufenrückwanderung in mehreren Niveaus gleichzeitig abwickeln (Abb. 24).

Besonders wenn das Sockelgestein sehr mächtig ist (z.B. Mancos Shale), können im Vorland des Stufenhangs auf der tieferen Stufenfläche Reste des geringresistenten Gesteins erhalten bleiben (Abb. 23, 24), die dann im Verlauf der Reliefentwicklung unabhängig vom Prozeß der Stufenrückverlegung durch linearerosive Tätigkeit an den häufig badlandartig zerschnittenen Resthügeln, aber auch durch Abspülung und Deflation entfernt werden.

Auf dem Wege der *Reliefieferschaltung* durch Stufenrückverlegung (Abb. 24) sind vom Colorado Plateau bereits mächtige Decken von Sedimentgestein abgeschält worden. Nach HUNT (1956) sind 80% der Fläche des Colorado Plateaus frei von Schichten, die jünger als die mittlere Oberkreide, also jünger als die Mesaverde Gruppe sind, 60% der Oberfläche liegen stratigraphisch tiefer als die Kreidebasis, also tiefer als der Dakota Sandstein; 35% der Oberfläche liegen tiefer als die Glen Canyon Gruppe und 25% tiefer als die Triasbasis, mithin unter der Moenkopi Formation. HUNT (1956: 71) hält einen durchschnittlichen Abräumungsbetrag von 3000 m für wahrscheinlich.

Die von den einzelnen Schichtkomplexen eingenommenen Anteile an der Oberfläche sind in Abbildung 25 unter Verwendung der auf dem zentralen Colorado Plateau im Bereich des Monument Valley vertretenen Schichtmächtigkeiten (Tab. 1.6) schematisch dargestellt. Aus den o.g. Prozentzahlen ergibt sich, daß die Mesaverde Gruppe und jüngere Gesteine 20% der Oberfläche einnehmen, Mancos Shale und Dakota Sandstein ebenso viel. Dabei ist zu berücksichtigen, daß der Dakota Sandstein in Südwestcolorado und Südostutah noch von der Burro Canyon Formation unterstützt wird. Die jurassische Serie einschließlich der Glen Canyon Gruppe nehmen 25% der Oberfläche ein, während die Chinle und Moenkopi Formation nur mit 10% beteiligt sind. Die Unterrepräsentierung dürfte am Mangel von ausgeprägten Stufenbildnern liegen. Nicht in der Darstellung (Abb. 25) enthalten ist der Kaibab Kalkstein, der im Liegenden der Triasserie im Westen des Colorado Plateaus weite Flächenanteile einnimmt.

Sehr resistente und zudem mächtige Gesteine können das Abtragungsgeschehen stark verzögern und die Landoberfläche über lange Zeiträume und weite Areale an sich binden, denn an Stufen mit derartigen Stufenbildnern läuft die Hangrückverlegung vergleichsweise langsam ab, was auch daraus erkennbar ist, daß Stufen mit resistenten und mächtigen Stufenbildnern häufig als *Sammelstufen* für in stratigraphisch tieferen, weniger ausgeprägten Stufenbildnern entwickelte Stufen fungieren. Die Abtragungsgeschwindigkeit des oberen resistenten und/oder mächtigen Stufenbildners steuert dann die Abtragungsgeschwindigkeit des unteren. Das ist an vielen komplexen Stufen der Fall. Beispiele dafür bieten die Black Mesa und das Capitol Reef (vgl. 5.3.4.3).

Dadurch daß die Abtragung in horizontaler Richtung verzögert wird, kommt es auch zu keiner weiteren Bewegung der Landoberfläche in vertikaler Richtung, und die Abtragungsprozesse können im stärkeren Maße in Form der Abräumung der hangenden, weniger resistenten Schichten aktiv werden, so daß weitgespannte schichtangepaßte *Plattformen* entstehen. Doch wenn diese Plattformen an mehreren Stellen von der Linearerosion bis in die stratigraphisch nächsttieferen wenig resistente Schicht durchsunken worden sind, kann die Abtragung des resistenten Gesteins von vielen Angriffsstellen ausgehend in einem autokatalytischen Prozeß voranschreiten.

Die Funktion der Abtragungsverzögerung können nur resistente, relativ mächtige und in homogener Fazies weit verbreitete Gesteine übernehmen. Nach den Informationen der Übersichten (Tab. 1,9) entsprechen nur sehr wenige Stufenbildner diesen Bedingungen.

Der Dakota Sandstein ist weit verbreitet, sehr resistent, allerdings nur von geringer Mächtigkeit. Er unterlagert z.B. die reliefbestimmende Schichtfläche der Great Sage Plain (Abb. 16), zusammen mit der Burro Canyon Formation,

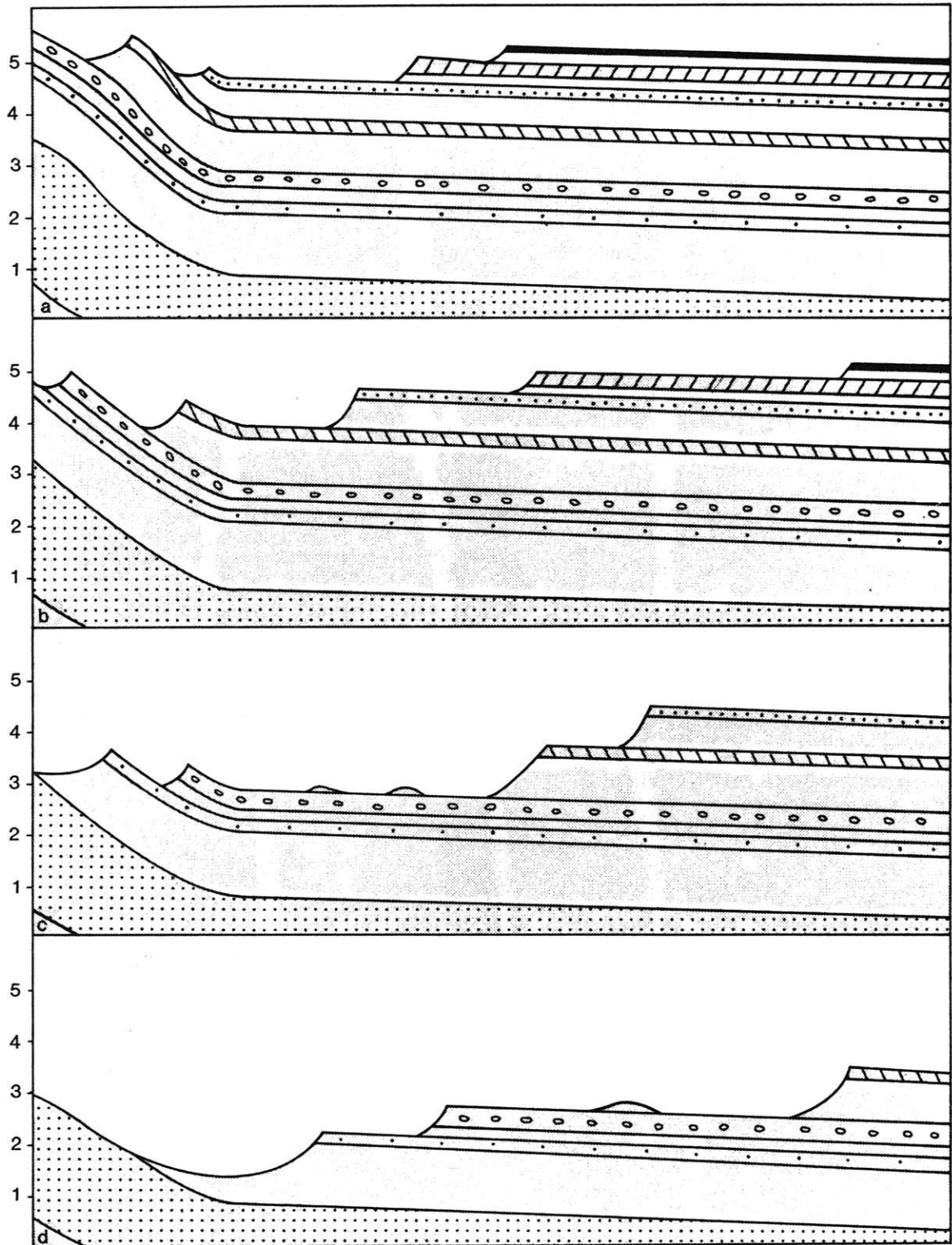


Abb. 24: Relieftieferschaltung durch Stufenrückwanderung.  
 Die an den Stufenhängen orientierte horizontal gerichtete Denudation resultiert in einer vertikalen Abtragungstendenz.



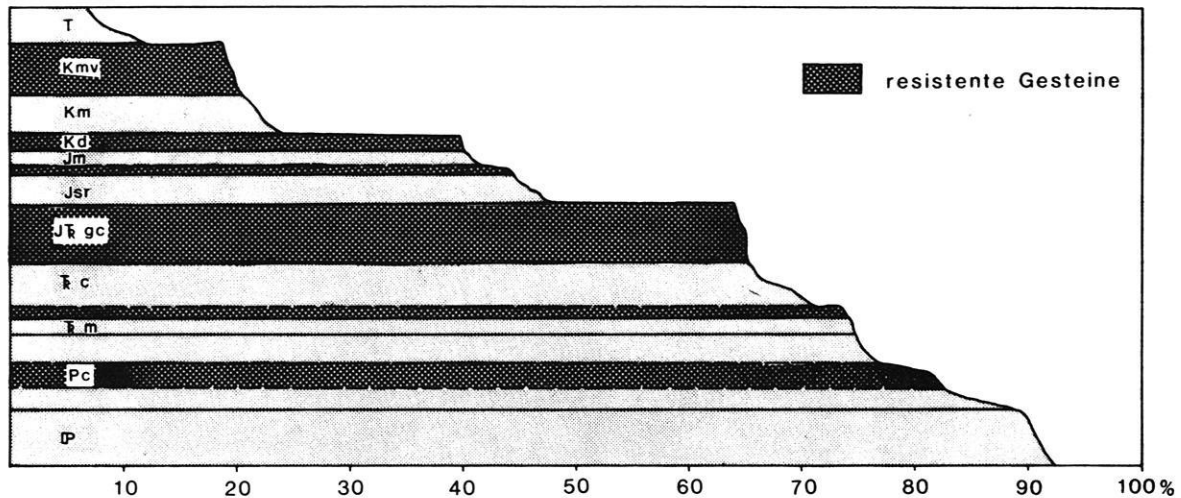


Abb. 25: Oberflächenanteile der Gesteinsserien.

Stratigraphische Bezeichnungen: T = Tertiär, Km = Mesaverde Gruppe, Km = Mancos Shale, Kd = Dakota Sandstein, Jm = Morrison Formation, Jsr = San Rafael Gruppe, Jrgc = Glen Canyon Gruppe, Rc = Chinle Formation, Rm = Moenkopi Formation, Pc = Cutler Formation, P = Rico Formation, Hermosa Formation.

Die resistenten Schichten sind hervorgehoben, innerhalb der Morrison Formation der Salt Wash Sandstein, innerhalb der Chinle Formation das Shinarump Konglomerat und innerhalb der Cutler Gruppe der Cedar Mesa Sandstein.

und tritt hier in abtragungsverzögernder Funktion hervor. Die Gesteine der Glen Canyon Gruppe erfüllen die Kriterien am vollständigsten. Entsprechend weit verbreitet sind die von ihnen getragenen Schichtflächen, wie in den Canyonlands oder im Navajo Stufenland. Das zwar fast flächendeckend vorhandene und auch abtragungswiderständige Shinarump Konglomerat kann wegen seiner geringen Mächtigkeit nur mit Abstrichen reliefbestimmend wirken. Der mächtige, sehr resistente Kaibab Kalkstein erfüllt hingegen die Funktion des abtragungsretardierenden und flächenhaft abtragungsstoppenden, weite Schichtflächen bildenden Gesteins auf dem westlichen Colorado Plateau in deutlicher Weise (LUCCHITTA 1980).

Voraussetzung für die *Kontinuität der Schichtstufendynamik* ist eine fortlaufende Eintiefungstendenz der Fließgewässer, wobei kürzere Oszillationen vernachlässigt werden können, und die Fortdauer semiarider Klimaverhältnisse. Wenn diese Bedingungen nicht erfüllt sind, ertrinken die Schichtstufen im Abtragungsschutt (fehlende Eintiefung), oder sie werden bei Hinwendung zu arideren Bedingungen mit Dominanz der äolischen Formung durch Lockermaterial verschüttet, wie es räumlich begrenzt zumindest einmal in der Reliefentwicklung des Colorado Plateaus, nämlich in den Chuska Mountains (vgl. 3.2.1.4), der Fall gewesen ist.

Erfolgt die Eintiefung der Gewässer sehr rasch und wird dabei eine Fülle von potentiellen Stufenbildnern in kurzer Zeit durchschnitten, kommt es nicht mehr zur Verselbständigung der jeweils aus einem Stufenbildner mit zugehörigem Sockelgestein bestehenden Talhangabschnitte zu Stu-

fenhängen, sie bleiben dann in tief eingeschnittenen Canyons Teil eines durch Leisten und flachere Hangabschnitte gegliederten Talhangs. Beispiele sind mit dem Grand Canyon des Colorado und den jungen Canyons der anderen großen Fremdgewässer gegeben. Hier besteht ein *Ungleichgewicht* zwischen dem vertikalen Einschneidungsimpuls der Vorfluter und der lateral gerichteten Abtragung an den Stufenhängen. Nur in den oberen Stockwerken des Reliefs ist die horizontale Komponente der Abtragung aktiv. Augenblicklich wird ein stärkerer Vorrat an potentieller Energie geschaffen, als er durch den Prozeß der Stufenrückwanderung ausgeglichen werden kann. Wegen der Bedeutung des Verhaltens der Erosionsbasis für die Dynamik der Strukturformenentwicklung wird ein Überblick über die tektonische und hydrogeographische Entwicklung des Colorado Plateaus vorangestellt.

### 5.3.3 Das Verhalten der Erosionsbasis im Känozoikum - ein Überblick

Das Verhalten der Erosionsbasis ist eng gekoppelt mit der Heraushebung des Colorado Plateaus und mit der Entwicklung und Integrierung des Coloradoentwässerungssystems und mit den tektonischen Geschehnissen an den Rändern des Plateaus, besonders im Übergang zur Basin-und-Range-Provinz. Über diese Problemkreise existiert eine umfangreiche, vielfach kontroverse, manchmal in scharfen Auseinandersetzungen geführte Literatur (McKEE et al. 1967, HUNT 1969, 1976, McKEE & McKEE 1972, YOUNG 1970, 1979, LUCCHITTA 1972, 1975, 1979, 1980, YOUNG & BRENNAN 1974, YOUNG & McKEE

1978; ROWLEY et al. 1978, 1979, BLAIR & ARMSTRONG 1979, PEIRCE et al. 1979)<sup>36</sup>.

Einen Anhaltspunkt über das Ausmaß der tertiären und quartären *Heraushebung* vermitteln Zahlen zur heutigen Höhenlage der in der ausgehenden Oberkreide in Meeresspiegelniveau gebildeten Sedimente. An den Book Cliffs liegen die hangenden Teile der Mesaverde Gruppe bis in Höhen über 2200 m NN, an der Black Mesa bis 2500 m NN und an der Mesa Verde bis über 2600 m NN. Die angeführten Beispiele befinden sich an den Rändern tektonischer Beckenstrukturen. Wären die oberkretazischen Sedimente auch in den Aufwölbungen noch vorhanden, würde man sie dort in wesentlich größerer Höhenlage vorfinden (vgl. Abb. 4). Am Ostrand der Monument Aufwölbung auf der Great Sage Plain liegt schon der basale Mancos Shale in Höhen über 2000 m NN. Man kann mithin mit Hebungsbeträgen von mehreren Tausend Metern für die Zeit seit dem ausgehenden Mesozoikum rechnen, wobei die Hebung in den Aufwölbungs- und Beckenstrukturen differenziert erfolgte (differential upwarp). Schon DUTTON (1882) bezifferte die Heraushebung des südlichen Colorado Plateaus mit Werte zwischen 3600 und 5500 m.

Einige Indizien für eine Datierung der Heraushebung liegen vor. Nach dem Rückzug des Meeres in der Oberkreide dürfte das gesamte Plateau während des Alttertiärs noch meeresspiegelnah gelegen haben, wie aus der Existenz der großen Seen abgelesen werden kann.

Dennoch kam es abseits der tiefliegenden Seen schon zu starker Abtragungstätigkeit, die große Teile des Colorado Plateaus erfaßte und Material für die mächtigen limnischen Sedimente lieferte. Der obere Teil der Wasatch Formation und die klastischen Teile der Green River Formation hatten im südöstlichen Uinta Becken ein südliches bis südwestliches Liefergebiet (CASHION 1967). Die paläozäne Nacimiento Formation des San Juan Beckens enthält aufgearbeitetes Kreidematerial aus dem Four Corners Gebiet im Navajo Stufenland (BALTZ 1967). Für den Süden des Colorado Plateaus ist eine ausgeprägte Abtragsphase für die Zeit zwischen dem frühen Eozän, wahrscheinlich schon spätem Paläozän, und dem Oligozän nachgewiesen (YOUNG & McKEE 1978, YOUNG 1979). An der Grenze Arizona-Nevada schuf eine (früh)eoazäne bis paläozäne Abtragsphase die Tsaile-Oberfläche (vgl. 3.2.1.3).

Oligozäne Sedimente sind mit Ausnahme der Duchesne River Formation des Uinta Beckens auf dem Colorado Plateau nicht vertreten. Damit ist ein Hinweis auf eine im Eozän beginnende verstärkte Heraushebung gegeben. Auch weitflächig verbreitete jungtertiäre Ablagerungen fehlen. Die Aufschüttung der mio-pliozänen Bidahochi Formation

(vgl. 3.2.2) hatte lokale Ursachen, die mit der Verlagerung von Wasserscheiden im Bereich der Black Mesa verbunden waren.

Die Heraushebung dauert bis in die jüngere geologische Vergangenheit an, was sich durch die differenzierte Verbiegung der Pedimente im Bereich der Monument Aufwölbung an der Ostseite der Henry Mountains (vgl. 4.3.5 und SCHMIDT 1984) und durch Bewegungen an der Dolores Antiklinale (SHAWE, SIMMONS & ARCHBOLD 1968, SHAWE 1970) beweisen läßt. Auch der Anstieg von Schotterresten in der Nachbarschaft des Chinle Wash in Richtung auf die Comb Ridge deutet in diese Richtung.

HUNT (1969) nimmt an, daß das Colorado Plateau in allmählicher Bewegung seit dem frühen Oligozän mit einer (durchschnittlichen) Hebungsrate von ca. 50 m/Mio. a herausgehoben wurde, und daß die Heraushebung noch anhält. Der Annahme einer kontinuierlichen Hebung ist, da eindeutige gegenteilige Beweise nicht vorliegen, nicht ausdrücklich widersprochen worden.

In der frühen Phase der Heraushebung lag das Colorado Plateau niedriger als sein Umland, nicht nur was die Nachbarschaft der Rocky Mountains betrifft, sondern auch in seinem Süden und Südwesten in der heutigen Position der Basin-und-Range-Provinz erhoben sich Bergländer (vgl. 3.2.3). Der Colorado hatte seinen heutigen Verlauf zum Golf von Kalifornien noch nicht gefunden. Von den umrahmenden Bergländern ausgehend flossen Gewässer in Richtung auf das Colorado Plateau. Diese zum Colorado Plateau hin gerichteten Gewässer bestimmten auch das Entwässerungsnetz an dessen Südwestflanke, wo heute der Colorado durch den Grand Canyon das Plateau verläßt.

Zeugen der nordgerichteten *Entwässerung* am Südrand des Colorado Plateaus finden sich in Schottern (rim gravels), die Quarzite, vulkanisches Material, Granite, Gneise und metamorphe Schiefer enthalten, die nur aus Gebieten südlich des Colorado Plateaus stammen können (McKEE & McKEE 1972, LUCCHITTA 1975, 1980). Auch nördlich des Grand Canyon sind derartige Schotter zu finden, was eine frühzeitige Existenz des Grand Canyon und eine westliche Fließrichtung des Colorado ausschließt (LUCCHITTA 1975, 1980, LUCCHITTA & McKEE 1975). Auf dem Shivwits Plateau, dem westlichsten Teil des Colorado Plateaus nördlich des Grand Canyon in Nordarizona, liegt ein Schotterpaket, das Material südlicher Herkunft enthält und von einer 6 Mio. a alten Lavadecke überlagert wird. Der Schotter ist noch sehr frisch und unverwittert, also unerheblich älter als die Lavadecke (LUCCHITTA 1980). Seine Existenz zeigt an, daß noch in sehr junger Zeit eine quer zum Grand Canyon verlaufende Entwässerung vorhanden war.

<sup>36</sup> Nur die neueren Titel sind genannt. Hinweise auf die ältere Literatur finden sich bei McKEE et al. (1967) und HUNT (1969).

Wichtigstes Argument gegen eine frühe Existenz des Grand Canyon sind miozäne und pliozäne (?) Binnenbeckenablagerungen (Muddy Creek Formation) am heutigen

Ausgang des Grand Canyon, die ausschließlich Lokalmaterial enthalten. K-Ar-Daten zur Altersbestimmung der Muddy Creek Formation liegen bei  $11,8 \pm 0,7$ ,  $10,6 \pm 1,1$  Mio. a (McKEE et al. 1967) sowie  $8,7 \pm 2,2$  Mio. a (BLAIR & ARMSTRONG 1979). Der Zeitpunkt des oberen Abschlusses der Sedimentation ist nicht bekannt.

Eine wichtige Zeitmarke für die relative Bewegung des Colorado Plateaus in bezug zur Erosionsbasis ist dessen tektonische Trennung von der Basin-und-Range-Provinz, die auch die Beendigung der nordgerichteten Entwässerung einleitete. Durch die Trennung der beiden tektonischen Einheiten gelangte das Colorado Plateau in eine relative Hochlage. Erste Anzeichen für eine Unterbrechung der nordgerichteten, über die Grenze der beiden Einheiten hinwegreichenden Entwässerung sind für das höchste Oligozän (24 Mio. a) gegeben (YOUNG & McKEE 1978). In Südwestutah begann die tektonische Separierung vor 26 Mio. a (ROWLEY et al. 1979). Obwohl diese Daten

sehr gut übereinstimmen, scheint sich die Trennung und Höhendifferenzierung zwischen Colorado Plateau und Basin-und-Range-Provinz nicht einheitlich vollzogen zu haben, denn in Zentralarizona gibt es Anzeichen für eine längere Fortdauer der nordgerichteten Entwässerung (YOUNG & McKEE 1978, LUCCHITTA 1980). Hier hat sich die Umorientierung erst im Laufe des Miozäns abgewickelt. Die Höhendifferenz zwischen beiden Provinzen war in der Anfangszeit der Trennung wahrscheinlich noch wenig ausgeprägt (ROWLEY et al. 1979).

Es ist eine in der ganzen Forschungsgeschichte umstrittene und auch heute noch nicht ganz gelöste Frage, welchen Weg der Oberlauf des Colorado während der frühen Entwicklung nahm, nachdem mit dem Alter der Muddy Creek Formation (s.o.) eine Alterslimitierung für seinen Austritt aus dem Colorado Plateau durch die Grand Wash Cliffs an dessen Westrand gegeben war. Da ein westlicher Verlauf ausgeschlossen war, hatten sämtliche Hypothesen das zen-

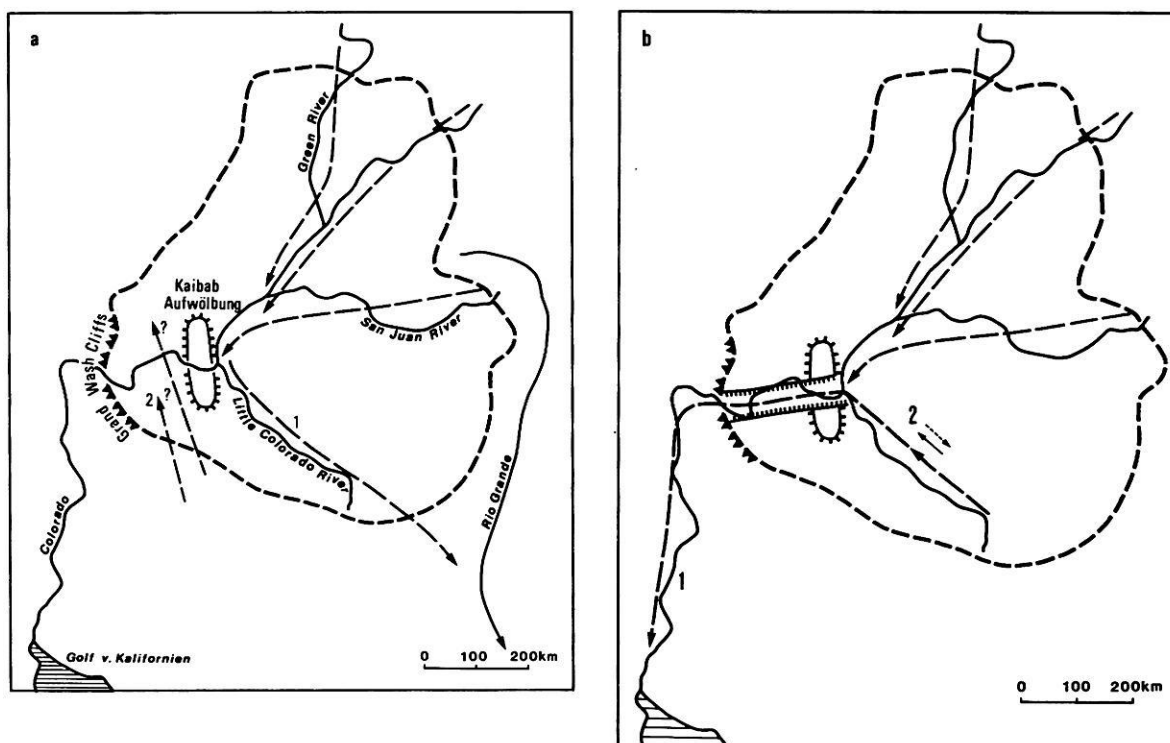


Abb. 26: Die Entwicklung des Coloradoentwässerungssystems nach McKEE et al. (1967).

a: Frühe Phase der Entwicklung.

1. Das Wasser des Oberlaufs des Colorado wird über das Tal des Little Colorado River in im Vergleich zu heute umgekehrter Laufrichtung zum Rio Grande abgeführt. Die Oberlaufzuflüsse folgen in groben Umrissen dem heutigen Verlauf. Belege für eine Laufrichtung zum Rio Grande wurden bisher jedoch nicht gefunden.
2. Westlich der Kaibab Aufwölbung treffen von Süden her Gewässer mit nordgerichtetem Verlauf auf das Colorado Plateau, deren weitere Fortsetzung unbekannt ist.

b: Integrierung des Coloradoentwässerungssystems.

1. Nach der Unterbrechung der alten, nordgerichteten Entwässerung durch die Basin-und-Range-Tektonik hat sich der untere Colorado nach Integration einzelner Becken einen durchgehenden Verlauf zum Golf von Kalifornien geschaffen. In rück-schreitender Erosion durchbricht er die Grand Wash Cliffs und die Kaibab Aufwölbung (1) und
2. zieht die Entwässerung des Coloradooberlaufs an sich. Das Tal des Little Colorado River wird nun in heutiger Laufrichtung durchflossen.

trale Problem, den stattlichen Abflüßmengen des Oberlaufs des Colorado einen anderen Weg zur Vorflut zu verschaffen. Einigkeit besteht darin, daß der Oberlauf des Colorado mit seinen Zuflüssen schon im Oligozän in seinen groben Umrissen entsprechend der heutigen Gestalt des Gewässernetzes existent war (McKEE et al. 1967, HUNT 1969, LUCCHITTA 1975, 1980). Die wichtigsten Hypothesen sind in den Abbildungen 26, 27 und 28 zusammengefaßt.

Obwohl auch der Hypothese LUCCHITTAs (1975, 1980) (Abb. 28) letzte Beweise der Untermauerung fehlen, sind in ihr doch die vorhandenen Befunde und einschränkenden Bedingungen am besten berücksichtigt. Die nordgerichtete Entwässerung vor dem Einsetzen der Basin-und-Range-Tektonik ist in ihr ebenso inkorporiert wie die Altersbegrenzung des westlichen Grand Canyon durch die Muddy Creek Formation. Auch findet die Überwindung der Kaibab Aufwölbung schon frühzeitig in der Entwicklung statt, was die Konstruktion eines Durchbruchs durch dieses

strukturelle Hoch erleichtert, denn man kann davon ausgehen, daß ein Teil der relativen Hochlage der Kaibab Aufwölbung erst durch jüngere Hebungsvorgänge verursacht worden ist (vgl. SCHMIDT 1984). Außerdem ist mit den mächtigen fluviolimnischen Aufschüttungen in Südutah ein mögliches Ablagerungskorrelat der frühen Abtragungstätigkeit des Colorado gegeben, ein Attribut, das den anderen Hypothesen fehlt.

Was das Verhalten der Erosionsbasis als Steuerungsfaktor für die Morphogenese anbetrifft, lassen sich aus der Hypothese LUCCHITTAs drei Abschnitte ableiten.

1. Im Oligozän bietet der Oberlauf des Colorado mit seinen Zuflüssen in groben Umrissen das Bild des rezenten Flußnetzes. Vorflut ist ein Binnenbecken in Südutah. Die Eintiefungstendenz ist durch langsame kontinuierliche Hebung des Plateaus gegeben, die aus dem Fehlen oligozäner Sedimente abzuleiten ist.

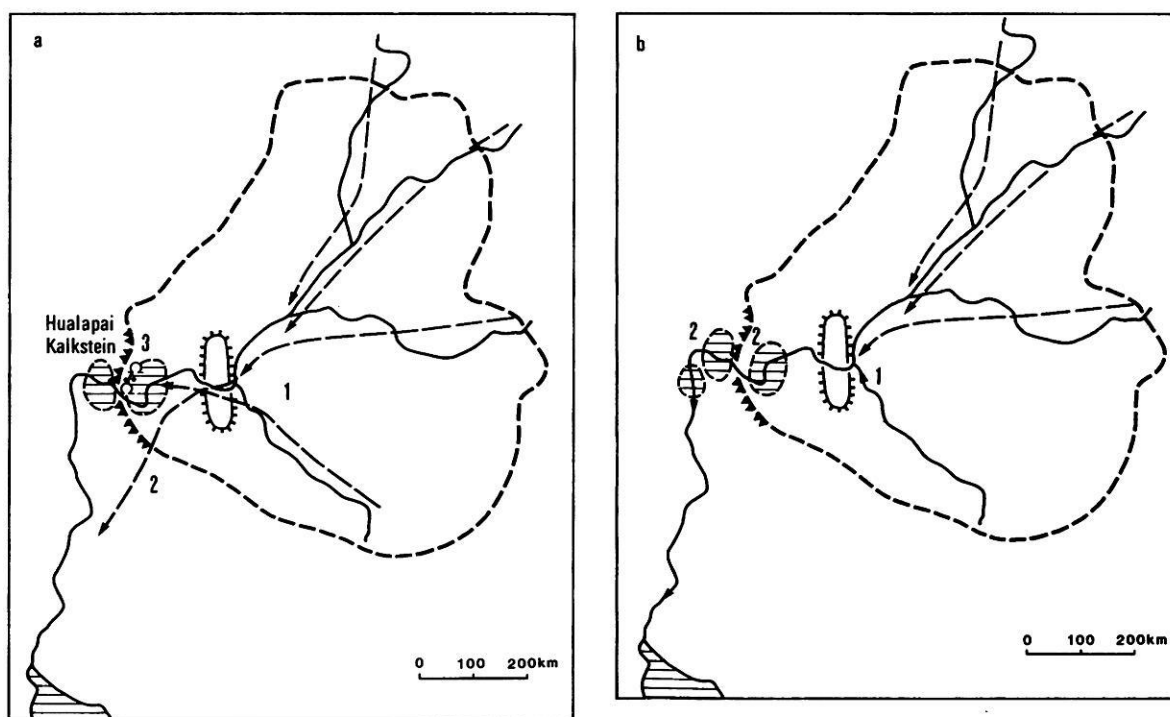


Abb. 27: Die Entwicklung des Coloradoentwässerungssystems nach HUNT (1969).

- a: Frühe Phase der Entwicklung.
1. Der Coloradooberlauf existiert im Oligozän in groben Umrissen entsprechend dem heutigen Bild. Er und der Little Colorado River durchbrechen die Kaibab Aufwölbung und
  2. verlassen das Plateau in südlicher Richtung. Dafür fehlen jedoch Schotterbelege. Die Existenz der frühen nordgerichteten Entwässerung findet keinen Eingang in die Hypothese.
  3. In Zusammenhang mit der Basin-und-Range-Tektonik im Miozän wird der Oberlauf gestaut und entwässert unterirdisch zum heutigen Ausgang des Grand Canyon an den Grand Wash Cliffs, wo der Hualapai Kalkstein abgelagert wird.
- b: Integrierung des Coloradoentwässerungssystems.
1. Der Little Colorado River mündet nun östlich der Kaibab Aufwölbung in den Colorado.
  2. Durch Integration der einzelnen Seebecken entsteht der Colorado River in seiner heutigen Gestalt.

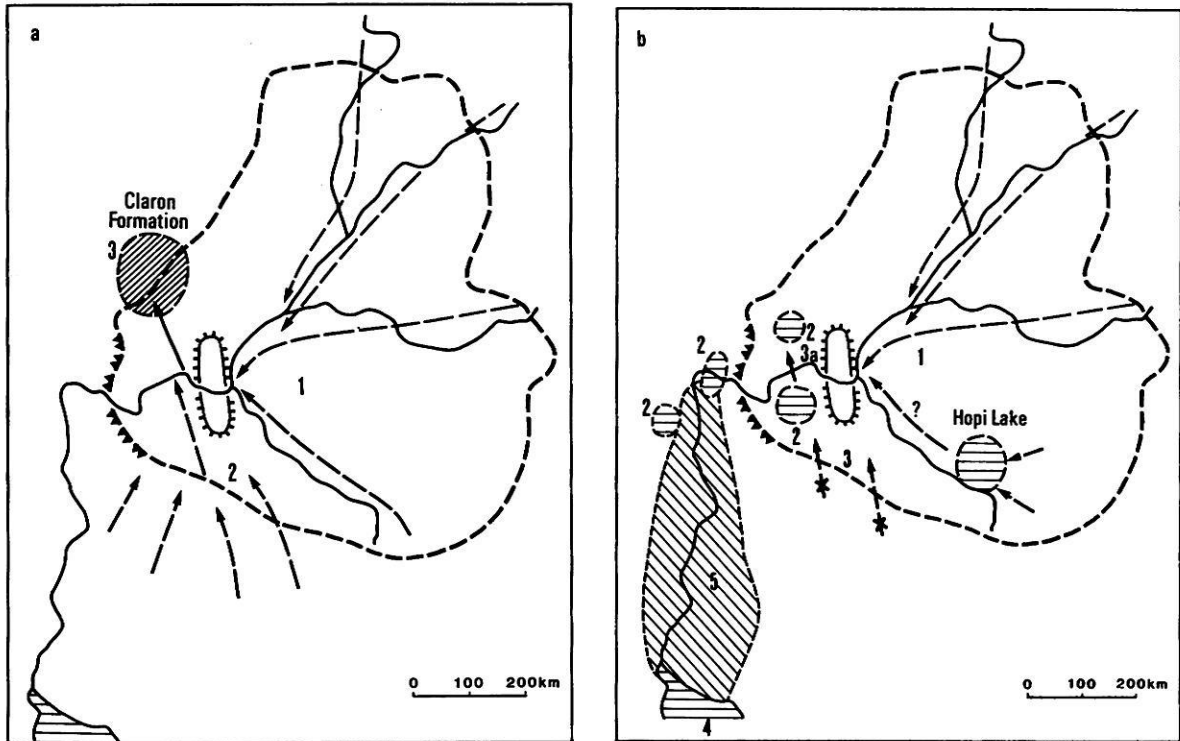


Abb. 28: Synthese von neueren Vorstellungen zur Entwicklung des Coloradoentwässerungssystems.

- a: Frühe Phase der Entwicklung.
1. Der Coloradooberlauf existiert im Oligozän in groben Umrissen entsprechend dem heutigen Bild. Der Abfluß des Oberlaufes durchbricht die Kaibab Aufwölbung und fließt
  2. vereinigt mit der aus Süden und Südwesten von jenseits der Grenzen des Colorado Plateaus kommenden Entwässerung in nordwestlicher Richtung und
  3. schütet dort die Claron Formation auf.
- b: Ereignisse in Zusammenhang mit der Basin-und-Range-Tektonik und Integrierung des Coloradoentwässerungssystems.
1. Der Coloradooberlauf durchquert die Kaibab Aufwölbung.
  2. In Zusammenhang mit Basin-und-Range-Tektonik und Vulkanismus kommt es zum Rückstau der Entwässerung auf dem westlichen Colorado Plateau und zur Bildung von Binnenbecken in der Basin-und-Range-Provinz. Durch lokale Ursachen bildet sich der Hopi Lake.
  3. Die nordgerichtete Entwässerung wird im Laufe des Miozäns unterbrochen. Teile des Entwässerungssystems bleiben in Funktion (3a). Der westliche Teil des Grand Canyon wird noch bis ca. 6 Mio. a B.P. gequert (Schotter auf dem Shivwits Plateau).
  4. Mit der Öffnung des Golfs von Kalifornien (ca. 5 Mio. a B.P.) beginnt sich der Colorado zu entwickeln, die Becken zu integrieren und den Oberlauf durch rückschreitende Erosion an sich zu ziehen.
  5. Nach BLAIR & ARMSTRONG (1979) existierte bereits im späten Miozän ein Ästuar, der sich bis an den Fuß der Grand Wash Cliffs erstreckte, wodurch ein längerer Zeitraum für die Integrierung des Coloradosystems zur Verfügung stehen würde.
2. Im späten Oligozän beginnt die Basin-und-Range-Tektonik, die eine Trennung der beiden tektonischen Provinzen (Colorado Plateau - Basin-und-Range-Provinz) einleitet. Die Bewegungen dauern während des Miozäns an. Das Miozän ist gekennzeichnet durch phasenweise endorheische Entwässerung auf dem westlichen Colorado Plateau im Übergang zur Basin-und-Range-Provinz. Die Eintiefungstendenz dürfte durch den Rückstau des Colorado auch in dessen Oberlauf retardiert gewesen sein, in den Aufwölbungszonen jedoch angehalten haben.
  3. Mit der Anzapfung des Coloradooberlaufes durch dessen zum Golf von Kalifornien entwässernden Unterlauf und die Integrierung des Coloradoentwässerungssystems im späten Miozän und Pliozän erfuhr das Colorado Plateau einen entscheidenden, sich heute in den tiefen Canyons dokumentierenden Tiefenerosionsimpuls.
- LUCCHITTA (1979) gibt für die Zeit nach 5,5 Mio. a vor heute für den Südwestrand des Colorado Plateaus eine verstärkte relative Heraushebung von insgesamt 880 m an,

was einer Hebungsrate von 160 m/Mio. a entsprechen würde.

Auch heute sind der Colorado und seine Zuflüsse durch zahlreiche Stromschnellen gekennzeichnet, Hinweise auf die andauernde Tiefenerosion. Der von der Integrierung des Coloradoentwässerungssystems ausgehende Tiefenerosionsimpuls pflanzte sich, durch die Hauptzuflüsse weitergeleitet, rasch bis in die Verzweigungen des Gewässernetzes fort, was dort zu Veränderungen der Morphodynamik auch in Hinblick auf die Pedimententwicklung führte (vgl. 4). Viele der kleineren Täler konnten dem Eintiefungsimpuls nicht folgen und liegen heute als Hängetäler vor.

Der tiefe Einschnitt des Colorado im Grand Canyon (1600 m) und auch die in Hunderten von Metern zählenden tiefen Canyons der Zuflüsse (Green River, San Juan River, Dolores River, Dirty Devil River) lassen den Beobachter zunächst ein hohes Alter ihrer Anlage vermuten. Jedoch gerade die engen, tiefen *Canyons* sind Zeugnisse der Jugend dieser vertikal gerichteten Erosion und nicht ihres Alters, denn dann müßte die Stufenrückwanderung bereits größere Wirkung gezeigt haben.

Das Colorado Plateau erfuhr seit dem späten Miozän einen so kräftigen Tiefenerosionsimpuls, daß die Stufenrückwanderung den Vorschub an potentieller Energie bisher noch nicht aufarbeiten konnte.

### 5.3.4 Stufenrückwanderung

#### 5.3.4.1 Mechanismen der Stufenrückwanderung

Die Stufenrückwanderung (*scarp retreat*, *scarp recession*) war und ist der zentrale Motor der Morphogenese des Colorado Plateaus. Neben den zahlreichen Zeugenbergen und Resten von zugehörigem Gesteinsmaterial in Vulkanschloten im Vorland der heutigen Position von Schichtstufen sind die Schuttrampen (BLUME 1971, BLUME & BARTH 1972, BARTH & BLUME 1973) sowie die geköpften Täler der Frontstufen unabwiesbare Argumente für die Rückverlegung von Stufenhängen auf dem Colorado Plateau. Zusätzliche Zeugen für die Stufenrückverlegung sind die im Vorland der Stufen aufragenden, durch die lateral gerichtete Abtragung freigelegten Vulkanschlote (z.B. Agathla Peak, Church Rock, Shiprock), deren Existenz auch als Beweis gegen rumpfflächenbildende, einbennende, vertikal gerichtete morphodynamische Tendenzen angeführt werden konnte (vgl. 3.1).

Der Mechanismus der Stufenrückverlegung ist nicht auf die Morphodynamik der Frontstufen beschränkt. Wird der Stufenbildner im Rückland der Frontstufe von einem parallel zum Schichtstreichen verlaufenden Gewässer durchschnitten (Red Canyon in Abb. 29), kommt es dort zur Anlage einer Achterstufe und einer zusätzlichen Frontstufe. Die konsequenten Gewässer der Stufenfläche verlaufen in

Richtung auf dieses Hauptgewässer und durchsinken zunächst den Stufenbildner achterstufenproximal mit dann zunehmender Annäherung an die Position der vorderen Frontstufe.

Die *Zergliederung der Achterstufe* durch die lineare Erosion der konsequenten Gewässer hat zur Folge, daß der Achterstufenhang durch die zunehmende Buchtung an Länge gewinnt, und daß additiv zur Linearerosion die stufenhangimmanenten Prozesse auf längerer Strecke wirksam werden können, was zu einer beschleunigten Aufzehrung der Stufenfläche führt.

Die Stufenfläche wird von hinten her zerlappt und aufgezehrt und liegt schließlich nur noch in Form von Zeugenbergen und kleineren Restmesas vor. Der Prozeß einer derartigen *Aufzehrung einer Stufenfläche* ist an der nordöstlich des Red Canyon liegenden Achterstufe deutlich zu beobachten. Im Norden und Süden sind nur noch Erosionsreste des stufenbildenden Materials vorhanden (Abb. 29).

Man kann sich vorstellen, daß in einer früheren Phase der Morphogenese nordöstlich der vorderen Frontstufe im Kayenta und Wingate Sandstein eine zugehörige weitere Schichtstufe lag, die von der Achterstufe her durch die Zuflüsse zum White Canyon aufgezehrt wurde. Einziger Rest der ehemaligen Stufenfläche ist der Zeugenberg Jacobs Chair nordöstlich des White Canyon (Abb. 29). Das Muster der Achterstufenerschneidung der dort heute nicht mehr existenten Stufenfläche im Kayenta und Wingate Sandstein ist am Verlauf der Erosionsreste der Moenkopi Formation nachzuvollziehen (Abb. 29). Als wenig ausgeprägter Stufenbildner fungiert hier die Hoskinnini Fazies an der Basis der Moenkopi Formation (vgl. Anhang).

Eine stärkere Zergliederung der Stufenfläche bedarf jedoch nicht notwendigerweise der Voraussetzung einer parallel zum Schichtstreichen verlaufenden Achterstufe. Die Zergliederung kann auch allein durch konsequente Gewässer der Stufenfläche und deren Seitengerinne verursacht werden.

Diesen Verhältnissen entspricht der Südwestteil des Beispielgebietes, wo ein dem Red Canyon oder White Canyon vergleichbares frontstufenparalleles Tal im Rückland nicht entwickelt ist. Die Talhänge der Einschnitte im Rücken der Frontstufe können dann je nach ihrem Verlauf relativ zum Schichteinfallen sekundäre Front- oder Achterstufen ausbilden, wenn man sie als Stufenhänge betrachtet, was gemäß ihrer physiognomischen Gliederung berechtigt ist. Auch die sekundären Achterstufen sind stärker gegliedert als die zugehörigen Frontstufen, wie das Beispiel des Cedar Canyon zeigt (Abb. 29).

Die Zerschneidung der Stufenfläche durch auf ihr primär in großer Dichte angelegte Gewässer kann in Ausnahmefällen so weit fortschreiten, daß eine zusammenhängende Stufenfläche sowie kontinuierliche Front- oder Achterstufen nicht

mehr erkennbar sind. Zeugenberge als Erosionsreste des Schichtpakets werden von allen Seiten angegriffen (*Zirkumdenudation*). In Anlehnung an BARTH & BLUME (1973) kann man in diesem Fall auch von ubiquitärer Aufzehrung sprechen. Ein Beispiel liefern die Kayenta und Wingate Stufenreste im nördlichen Teil des Beispielgebietes zwischen Colorado und White Canyon und im Süden am Moss Back Butte und den Tables of the Sun (Abb. 29). Ähnliche Prozesse lassen sich in größerem Maßstab vor allem im Monument Valley verfolgen, aber auch im Monument Basin im Canyonlands National Park (vgl. Photo 11).

Stufenrückverlegung kann, faßt man die geschilderten Möglichkeiten zusammen, durch mehrere Mechanismen geschehen, die in ihren Grundzügen aus dem Beispielgebiet (Abb. 29) abzuleiten sind.<sup>37</sup>

1. *Frontale Rückverlegung an der Frontstufe.* (Frontstufen im Kayenta und Wingate Sandstein südwestlich des White Canyon und des Red Canyon).
2. *Zergliederung und Aufzehrung der Stufenfläche ausgehend von linearer Erosion an der Achterstufe.* Das vor der Achterstufe parallel zum Schichtstreichen verlaufende Gewässer zieht die konsequente Entwässerung der Stufenfläche an sich. (Achterstufe im Kayenta und Wingate Sandstein nordöstlich des Red Canyon).
3. *Zergliederung der Stufenfläche durch konsequente Gewässer* und deren Seitengerinne im Rücken der Frontstufe.<sup>38</sup> (Stufen im Navajo Sandstein, im Kayenta und Wingate Sandstein südwestlich des Red Canyon)
4. *Ubiquitäre Aufzehrung einer Stufenfläche.* Erosionsreste des Schichtpakets werden von allen Seiten angegriffen (Zirkumdenudation). Zusammenhängende Front- oder Achterstufen sind nicht mehr erkennbar. (Zeugenberggebiete im Kayenta und Wingate Sandstein nördlich und südlich der zwischen White und Red Canyon gelegenen Stufe)

Um die Mechanismen 2 und 3 wirksam werden zu lassen, sind eine enge Nachbarschaft zur Vorflut und/oder eine große Vertikaldistanz zur Erosionsbasis förderlich. Sonst wird ein Durchschneiden des Stufenbildners im Rücken der Frontstufe durch ein achterstufenbildendes Gewässer oder durch die konsequenten Gewässer der Stufenfläche erschwert. Bei stärkeren Schichtneigungen ( $> 4^\circ$ ) setzen die

<sup>37</sup> Auf die am Stufenhang wirkenden Detailprozesse wird später bei der Behandlung der rezenten Morphodynamik eingegangen.

<sup>38</sup> Eine scharfe Trennung von Mechanismus 2 und 3 ist dabei nicht immer möglich; wichtigstes Unterscheidungskriterium ist die Existenz eines stufenrandparallelen Gewässers im Rücken der Frontstufe.

Wirkungsmöglichkeiten der Mechanismen 2 und 3 aus, da die stufenbildende Schicht zu rasch abtaucht, um von Gewässern hinter der Stufenfront durchschnitten werden zu können.

Der vierte Mechanismus der Stufenrückverlegung setzt in der Regel die Vorarbeit der Mechanismen 2 oder 3 voraus, die vor dessen Einsetzen bereits für eine kräftige Zergliederung der Stufenfläche sorgen mußten. Im Beispielgebiet ermöglichte die Abtragung an der Achterstufe erst die Zirkumdenudation.

Der Normalfall der Stufenrückverlegung wird durch den Mechanismus 1 repräsentiert, der in der klassischen Schichtstufentheorie als Regelfall des Zurückweichens von Stufen beschrieben wurde, eine Ansicht, die einer Erweiterung unter Einbeziehung der übrigen nicht nur in Trockengebieten wirksamen Rückverlegungsmechanismen bedarf. Bei gleichzeitiger Wirksamkeit, die aber nur unter besonderen Bedingungen gewährleistet ist, können die Mechanismen 2 bis 4 von wesentlich größerer Effizienz für die Stufenrückwanderung sein als die Abtragungsleistung an der Frontstufe.

#### 5.3.4.2 Quantitative Erfassung der Stufenrückwanderung

Seit dem Beginn des Känozoikums sind von Teilen des Colorado Plateaus mehrere tausend Meter Sedimentgestein abgetragen worden in einer geschätzten durchschnittlichen Größenordnung von 3000 m (HUNT 1956: 71). Die Stufenrückwanderung war dabei die dominierende Kraft. Zur Prüfung dieser Aussage können Daten über das Ausmaß der Stufenrückverlegung herangezogen werden. Diese können in der Angabe von *Stufenrückwanderungsbeträgen* vorliegen, die auf der Kalkulation der gesamten nachweisbaren Rückverlegung im Verlauf der Reliefentwicklung beruhen. Für eine Abtragungsleistungsbeurteilung dienlicher sind Angaben von *Stufenrückwanderungsraten* ( $L/t$ ), die neben der Länge der bewältigten Strecke auch die zeitliche Dimension berücksichtigen.

Analog zu den in der Fluvialgeomorphologie gebräuchlichen Verfahrenstechniken, durch Abtragungsmessung zeitlich extrapolierte Denudationsraten zu ermitteln, könnte man an Schichtstufen die Abtragungsleistung während definierter Zeiträume erfassen und mit Hilfe dieser Daten Rückverlegungsraten berechnen. Während in der Fluvialgeomorphologie die Abtragung durch Sedimentfrachtmessung an einem Punkt in kontinuierlicher Meßreihe erfaßbar ist, verläuft die Abtragung an Schichtstufen räumlich dezentriert und zeitlich diskontinuierlich, so daß die Abtragungsprozesse sich einer direkten Messung entziehen, will man nicht einen unangemessen hohen Meßaufwand mit zahlreichen Meßstellen in regelmäßigen Abständen entlang der Stufenstirn über einen langen Zeitraum hinweg betreiben (SCHMIDT 1980a). So ist man in der Bestimmung von Rückwanderungsbeträgen und Rückwande-

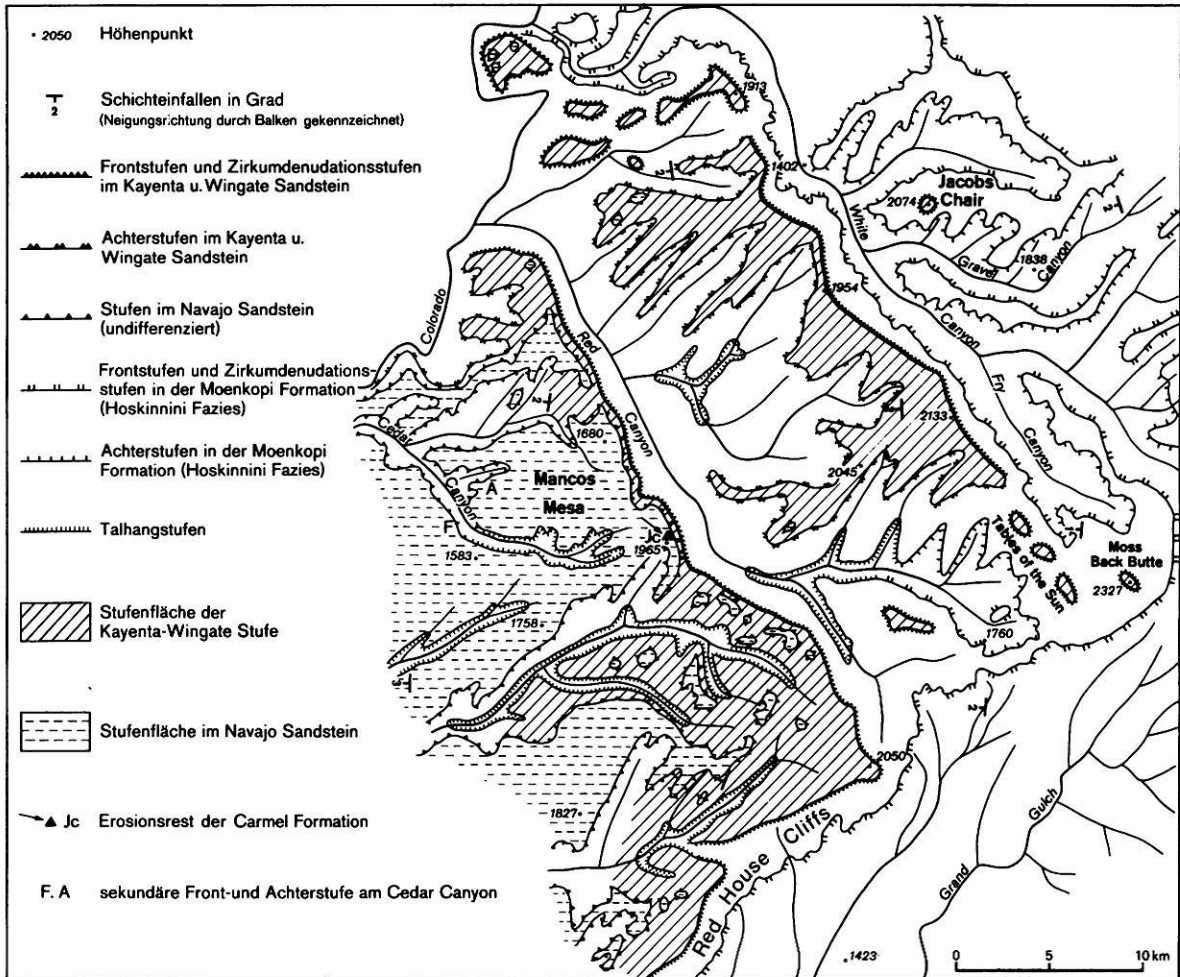


Abb. 29: Mechanismen der Stufenrückverlegung am Beispiel der Red House Cliffs, Utah.

berungsraten von Schichtstufen auf *Methoden indirekter Beweisführung* angewiesen, wobei sich Erosionsreste der stufenaufbauenden Gesteine, Vulkanschlotfüllungen und Formeigenschaften der Schichtstufe selbst als verwendbare Indizien anbieten.

*Zeugenberge* im Schichtstufenvorland liefern einen Nachweis über Rückverlegungsbeträge; allerdings eignen sie sich nur für die Angabe von Mindestbeträgen, da sie als Angriffspunkte der Zirkumdenudation nur eine begrenzte Lebensdauer haben und im distalen Vorland in der Regel schon verschwunden sind. Der Jacobs Chair als Zeugenberg im Vorland der Kayenta-Wingate Schichtstufe am White Canyon (Abb. 29) deutet auf eine Mindestrückverlegung von ca. 7 km hin, doch im Zentrum der Monument Aufwölbung liegen Zeugenberge im Wingate Sandstein (Bears Ears, Woodenshoe Buttes, The Heel) in Höhen über 2700 m NN in einer Entfernung von 20 km (Woodenshoe Buttes) bzw. 25 km (Bears Ears) von den Red House Cliffs auf halbem Wege zur Comb Ridge, wo der Wingate Sandstein an der Ostflanke der Monument Aufwölbung am

Hang ausstreicht. Vom Zentrum der Monument Aufwölbung scheint die Kayenta-Wingate Schichtstufe in beide Richtungen zurückgewandert zu sein. Nimmt man an, daß die Triasserie in der Monument Aufwölbung im Verlauf des Oligozäns von der Abtragung erreicht wurde,<sup>39</sup> würde eine Stufenrückwanderungsrate von ca. 1 km/Mio a bzw. 1 m/1000 a benötigt, um die Stufe in ihre heutige Position zu verlegen.

Ein weiteres Mittel zur Festlegung der Stufenrückverlegung ist mit dem Vorhandensein von Blöcken aus am Aufbau von Stufen beteiligtem *Gestein in Vulkanschloten* gegeben, die heute im Vorland der Stufen liegen. Ein großer Vorteil dieser Bestimmungsmethode ist, daß die vulkanischen Gesteine durch radiometrische und andere Altersbestimmungsverfahren datierbar sind und deswegen die

39 Wesentlich früher dürfte die Abtragung nicht bis in diese Tiefe vorgedrungen sein, da in der Nachbarschaft bei der Intrusion der Abajo Lakkolithe (ca. 28 Mio. a) noch der Mancos Shale (Oberkreide) betroffen wurde.



Möglichkeit der Ermittlung von Mindestrückverlegungsraten<sup>40</sup> beinhalten.

Im Vorland der Black Mesa (vgl. Abb. 3, 31) liegen im Bereich des Monument Valley einige freigelegte Vulkanschote und Diatreme, die z.T. datiert sind (vgl. Abb. 5, Tab. 3). Die Garnet Ridge Diatremgruppe (33,7 ± 4 Mio. a, NAESER 1971) enthält in einem ihrer Schlote neben den am häufigsten auftretenden Blöcken von Salt Wash Sandstein und Gesteinen der San Rafael Gruppe auch einige Blöcke von Mancos Shale (MALDE & THADEN 1963), der stratigraphisch 370 m höher liegt als die Position im Schlot. Erst am Stufenhang der Black Mesa, deren Stufenfront 50 km von der Garnet Ridge entfernt liegt, streicht heute Mancos Shale an der Oberfläche wieder aus. Das bedeutet, daß der Stufenhang im Mancos Shale seit der vulkanischen Explosion im mittleren Oligozän um mindestens diese Strecke zurückverlegt worden sein muß, was eine Rate von 1,5 km/Mio. a (1,5 m/1000 a) ergäbe.

Auch im Schlot des Mule Ear Diatrem (vgl. Abb. 5) sind Reste von Mancos Shale erhalten (STUART-ALEXANDER et al. 1972). Das Mule Ear Diatrem wird auf 28 ± 3, bzw. 30,3 ± 2,7 Mio. a datiert (NAESER 1971), eine Minettegangfüllung in der Nachbarschaft des Diatrem auf 27 Mio. a (ZIONY 1966). Das Mule Ear Diatrem ist in den stark geneigten Schichten an der Westflanke der Comb Ridge aufgestiegen. Der Schlot wird heute an der Oberfläche begrenzt von der Petrified Forest Fazies der Chinle Formation im Osten und vom Cedar Mesa Sandstein der Cutler Formation an seiner Westseite. Diese Gesteine liegen stratigraphisch 1300 m (Petrified Forest Fazies), bzw. 1750 m (Cedar Mesa Sandstein) tiefer als der Mancos Shale (vgl. Tab. 1.6.). Einen durchschnittlichen Wert von 1500 m angenommen und ein Alter des Diatrem von 30 Mio. a vorausgesetzt, würde die vertikale Abtragungslleistung an dieser Stelle 50 mm/1000 a betragen (vgl. NAESER 1971).

Selbstverständlich darf man sich aber die Abtragung nicht als vertikale, parallel zu sich selbst gerichtete Oberflächenerniedrigung vorstellen, sondern nach dem Modell der Stufenrückwanderung als eine an den Stufenbildnern orientierte horizontal gerichtete Abtragung an Stufenhängen. Dabei werden im Hangenden der den Schlot heute begrenzenden Schichten die Glen Canyon Gruppe, der Dakota Sandstein und die Mesaverde Gruppe eine besondere Rolle gespielt haben. Aus der Mesaverde Gruppe stammende Blöcke wurden zwar im Diatrem nicht gefunden, doch zeigt das Vorhandensein des Mancos Shale, daß die Mesaverde Sandsteine als Erosionsschutz des weichen Mancos Shale nicht weit entfernt gelegen haben können, wenn sie nicht überhaupt an dieser Stelle noch vorhanden waren und nur nicht bis in die Tiefe der jetzt von der Abtragung er-

faßten Teile des Schlots eingestürzt sind (SCHMIDT 1980a).

Die in der Glen Canyon Gruppe angelegte Comb Ridge liegt heute noch in enger Nachbarschaft zum Mule Ear Diatrem. Die laterale Rückwanderung dieses zuerst in hohen Schichtneigungen (um 45°) angelegten Schichtkamms ist unerheblich geblieben.

Der Mancos Shale ist erst wieder am Stufenhang der Black Mesa unter dem Schutz der Mesaverde Sandsteine und im westlichen San Juan Becken erhalten (vgl. Karte 1). Zur Black Mesa beträgt die Entfernung 75 km, zum Anschluß im westlichen San Juan Becken mehr als 60 km und zur Mesa Verde, wo der Mancos Shale im unteren Stufenhang ansteht, mehr als 90 km. Die Mindestraten der Stufenrückwanderung würden bei 2,5 km/Mio. a (2,5 m/1000 a) in südlicher Richtung zur Black Mesa und bei 3 km/Mio. a (3 m/1000 a) in östlicher Richtung zur Mesa Verde liegen.

Der heutige Ausstrichbereich des Dakota Sandsteins, von dem ebenfalls Blöcke im Schlot des Mule Ear Diatrem anzutreffen sind (STUART-ALEXANDER et al. 1972), liegt im Süden, vom Mule Ear Diatrem aus gesehen, an der Black Mesa, die als Sammelstufe fungiert hat, und im Osten noch westlich des San Juan River in der Umgebung der Carrizo Mountains (Karte 1) in minimal 25 km Entfernung vom Mule Ear Diatrem. Nimmt man eine Rückwanderung der Dakota Schichtstufe in südlicher Richtung zur Black Mesa hin an, was auch aus den Schichtneignungsverhältnissen abzuleiten wäre, muß die Rückwanderung schneller erfolgt sein als diejenige der Schichtstufe der Mesaverde Gruppe, da der Dakota Sandstein erst nach der Freilegung von mächtigen oberkretazischen Sedimenten (Mesaverde Gruppe, Mancos Shale) zu einem späteren Zeitpunkt der Morphogenese von der Abtragung erfaßt worden sein kann. Die Mindestrate muß dann > 2,5 km/Mio. a sein und könnte in einer groben Abschätzung bei 4 bis 5 km/Mio. a (4 bis 5 m/1000 a) angesetzt werden.

Stratigraphisch zwischen der Glen Canyon Gruppe und dem Dakota Sandstein sind einige Stufenbildner sekundärer Bedeutung vertreten, so z.B. der Salt Wash Sandstein, dessen Stufe heute 25 km vor der Black Mesa liegt. Da nur bekannt ist, daß die geologisch älteren Stufenbildner nach der Mesaverde Gruppe und dem Dakota Sandstein durchschnitten wurden, nicht aber zu welchem Zeitpunkt, ist auch nur eine sehr vorsichtige Schätzung erlaubt, für die Salt Wash Sandstein Stufe eine ungefähre Rückwanderungsrate von 4 bis 5 km/Mio. a (4 bis 5 m/1000 a).

SCHUMM & CHORLEY (1966) weisen darauf hin, daß ungenügendes Datenmaterial eine Schätzung von Stufenrückwanderungsraten auf dem Colorado Plateau nicht erlaubt. Für zwei Beispiele, bei denen spezielle Folgerungen möglich waren, geben sie jedoch Zahlen an. Im Chaco

<sup>40</sup> Es handelt sich um Mindestrückverlegungsraten, da nicht bekannt ist, wie weit die Stufe zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit noch vor der Position des Vulkanschlots gelegen hat.

Canyon National Monument im San Juan Becken, wo die Bewegung eines Felssturzes nachvollzogen werden konnte, liegt die Rückwanderungsrate bei 3,66 m/1000 a. Eine weitere Möglichkeit der Abschätzung zeigte sich den Autoren am Grand Canyon des Colorado, wo die Entfernung der Canyonränder und das Alter der Canyonanlage als Datengrundlage herangezogen wurden. Hier ermittelten SCHUMM & CHORLEY (1966) einen Wert der Canyon-erweiterung von 0,6 km/Mio. a (0,6 m/1000 a). Die Autoren nehmen aber noch ein miozänes (ca. 20 Mio. a) Alter des Grand Canyon an bei einer durchschnittlichen Breite von 12 km. Nach neueren Erkenntnissen (vgl. 5.3.3) ist die Anlage des Canyons entscheidend jünger, und man würde, ein spätmiozänes bis pliozänes Alter (ca. 6 Mio. a.) in die Berechnung eingesetzt, eine Canyon-erweiterungsrate von 2 km/Mio. a (2 m/1000 a) erhalten. Um auf die Stufenrückwanderung im Kaibab Kalkstein umzurechnen müßte man diesen Wert halbieren, vorausgesetzt die Erweiterung ist an beiden Seiten des Canyons gleich stark. Das ist jedoch nicht der Fall. Der Colorado liegt im Grand Canyon National Park im Durchschnitt immer näher am Südrand des Canyons, und zwar in einem Verhältnis von 1 : 3. Das spiegelt sich auch in der Länge der Zuflüsse wider (CUNNINGHAM & GRIBA 1973). Das North Rim ist dann, die oben ermittelte Zahl eingesetzt, mit 1,5 km/Mio. a (1,5 m/1000 a) zurückgewandert, das South Rim nur mit 0,5 km/Mio. a (0,5 m/1000 a).

Eine in der Literatur bisher noch nicht geäußerte, wiewohl naheliegende Begründung für die stärkere Zergliederung des North Rim durch Canyonzuflüsse und die damit verbundene höhere Rückwanderungsrate liegt in dem Umstand, daß der Nordrand des Grand Canyon im Bereich der Kaibab Aufwölbung (vgl. Abb. 4) als Achterstufe ausgebildet ist; die Schichten fallen nach Süden ein.

Für den Redwall Kalkstein, der in tieferen Teilen des Grand Canyon ausstreicht (vgl. Tab. 1.5), konnten COLE & MAYER (1982) unter Benutzung biotischer Indikatoren eine Rückwanderungsrate von 0,45 m/1000 a schätzen. Die gute Übereinstimmung mit dem Rückwanderungswert für den Kaibab Kalkstein ist auffällig.

In der geologischen Beschreibung des Bryce Canyon National Park (LINDQUIST 1977) werden Zahlen zur Rückverlegung des Canyonrandes angegeben, die auf der Auszählung von Baumringen von an den Wurzeln freigelegten Bäumen beruhen. Es wird ein durchschnittlicher Wert von 0,46 m/100 a (4,6 m/1000 a) genannt. Minimal- und Maximalwerte liegen bei 2,4 m bzw. 12 m/1000 a.

Auf dem Shivwits Plateau nördlich des Grand Canyon in Nordarizona liegen zwei Lavaergüsse in identischer stratigraphischer Lagebeziehung (LUCCHITTA 1980). Die südliche Seite der Lavaströme ruht jeweils auf der schichtangepaßten Oberfläche im Kaibab Kalkstein, während die Nordseite auf einem Erosionsrest der Moenkopi Formation liegt, der in spitzem Winkel in die Kaibab Kalkstein-Ober-

fläche übergeht. Die Lage der Lavaergüsse führt zu der Folgerung, daß die Lavaströme dem Verlauf subsequenter Täler folgten, die vor der Schichtstufe im Shinarump Konglomerat in der weichen Moenkopi Formation angelegt waren. Die Lavaergüsse verlaufen in nordwestlicher Richtung und sind damit dem Schichtstreichen angepaßt. Die beiden Lavaergüsse sind unterschiedlich alt (7,5 bzw. 6 Mio. a), wobei der jüngere 10 km weiter nordöstlich in Richtung des Schichtfallens liegt. Die Lavaergüsse dokumentieren ehemalige Positionen der Shinarump Stufe nahe der Staatsgrenze Arizona-Utah. Aus der Datierung der Lavaergüsse läßt sich die Rückwanderungsrate der Shinarump Stufe berechnen, die bei 6,7 km/Mio. a (6,7 m/1000 a) liegt (LUCCHITTA 1980).

Unter Zugrundelegung "eines (fiktiven) Alters von 1 Millionen Jahren" (SCHIPULL 1980: 330) für die höchste Terrasse des San Juan River im Raum Bluff (O'SULLIVAN 1965) wurde für die Cedar Mesa Schichtstufe in Südostutah eine Stufenrückverlegungsrate von 10 m/1000 a berechnet (SCHIPULL 1980). Die Argumentation geht davon aus, daß die höchste Terrasse oberhalb der Untergrenze des Cedar Mesa Sandsteins liegt, und die Schichtstufe im Cedar Mesa Sandstein erst durch nachfolgende Tiefenerosion entstanden sein kann. Der San Juan River bei Bluff liegt heute bei 1290 m NN (Mexican Hat 1240 m NN), die höchste Flußterrasse in einer relativen Höhe von ca. 215 m (SCHIPULL 1980) (700 ft, O'SULLIVAN 1965), mithin bei ca. 1500 m NN. Die Untergrenze des Cedar Mesa Sandsteins liegt im Vorland der Cedar Mesa Schichtstufe aber bei ca. 1525 bis 1600 m NN, so daß der Sandstein durchaus schon vor der Bildung der höchsten im Raum Bluff erhaltenen Terrasse angeschnitten worden sein kann.

Allenfalls könnte man die Anlage der Cedar Mesa Schichtstufe auf ein tertiäres (?) Aufschüttungsniveau (O'SULLIVAN 1965) beziehen, das in der Nachbarschaft der Comb Ridge in Höhen um 1600 m NN liegt. Nimmt man in Analogie zur Datierung jungtertiärer Zerschneidung an anderer Stelle (SCHMIDT 1980a) ein Alter von 3 Mio. a an, kommt man unter Beibehaltung der anderen Zahlen des Berechnungsverfahrens von SCHIPULL (1980) auf eine realistischere Stufenrückverlegungsrate von ca. 3 m/1000 a. Beide Berechnungen beruhen jedoch auf einer Fülle von Annahmen, die in der Morphogenese nicht notwendigerweise erfüllt gewesen sein müssen.

Eine *neue Methode*, die sich ein Formenelement der Schichtstufen für die Berechnung zueigen macht, wird gesichertere Schätzwerte liefern. *Geköpfte*, konsequente Täler an der Stufenfront sind deutliche Anzeichen für ein Zurückweichen des Stufenhanges, da sie durch das Wirken dieses Prozesses ihren Oberlauf verloren haben. Sie sind in ihrem Vorkommen auf Frontstufen beschränkt, so daß auf ihren Formeigenschaften beruhende Schätzungen von Rückverlegungsbeträgen (-raten) nur für das frontale Zurückweichen von Schichtstufen (Mechanismus 1 der Stufenrückwanderung; vgl. 5.3.4.1) Anwendung finden kön-

nen, wie im übrigen auch die anderen vorgestellten Möglichkeiten der Schätzwertgewinnung. Geköpfte Täler sind auf den meisten der großen, landschaftsbestimmenden Schichtstufen des Colorado Plateaus zu finden, so daß eine mit ihnen arbeitende Methode ein weites Einsatzfeld besitzt.

Bei den geköpften Tälern fällt auf, daß sie im Vergleich zu ihrer Größe an der Köpfungsstelle ein viel zu kleines Oberlauf Einzugsgebiet und einen viel zu kurzen Oberlauf besitzen. Der Gedanke liegt nahe, einen quantitativen Zusammenhang zwischen der Form und Größe der geköpften Täler und der Stufenrückwanderung herzustellen (SCHMIDT 1980a). Im allgemeinen nimmt die Talbreite mit wachsender Lauflänge der Täler zu, soweit nicht verkomplizierende Umstände wie Gesteinswechsel oder starke Gefällsknicke im Längsprofil auftreten.

Am Talursprung ist die Talbreite  $B = 0$  und die Tallänge  $L = 0$ . Bei den geköpften Tälern der Schichtstufen ist die Talbreite am rezenten köpfungsbedingten Talanfang größer als Null, weil der Oberlauf fehlt. Bei einem 'normalen Tal' läßt sich die Beziehung zwischen Talbreite und Tallänge in der folgenden Gleichung ausdrücken, wobei die Variablen vom Talanfang aus gemessen werden.

$$B = a + bL \quad \begin{array}{l} B = \text{Talbreite} \\ L = \text{Tallänge} \\ a, b = \text{Konstanten} \end{array}$$

Bei den geköpften Tälern der Stufenfront ist es günstiger, den Längennullpunkt nicht an der Köpfungsstelle, sondern an einem Punkt im Unterlauf, z.B. an der Mündung in ein anderes Gewässer anzusetzen und die Länge in Richtung des Oberlaufs zu messen. Weil mit Hilfe der Gleichung die Länge des nicht mehr vorhandenen Oberlaufs berechnet werden soll, setzt man in der Gleichung  $L$  als  $y$ -Variable und  $B$  als  $x$ -Variable ein. Sie hat dann folgende Form

$$L = a - bB \quad (\text{alle Ausdrücke wie oben})$$

Das Berechnungsverfahren ist in Abbildung 30 schematisch dargestellt. Von einem Längennullpunkt im Unterlauf ausgehend wird an einer ausreichenden Anzahl von Punkten - die Anzahl sollte möglichst über 10 liegen - die Länge und Breite des Tales gemessen. Unter Zugrundelegung dieser Daten wird die Regressionsgleichung  $L = a - bB$  berechnet. Da das Tal vor seiner Köpfung an seinem Ursprungspunkt eine Breite von  $B = 0$  gehabt haben wird, wird dieser Wert in die Gleichung eingesetzt und so die ehemalige Gesamtlänge des Tales berechnet (im Beispiel:  $L_G = 17,5$  km). Zieht man die Länge der erfaßten Meßstrecke ( $L_M = 11$  km) von der Gesamtlänge ab, erhält man die Länge der geköpften Strecke ( $L_K = 6,5$  km).<sup>41</sup> Wenn man die Länge der Köpfungsstrecke kennt, ist ein genauer Anhaltspunkt über die Lage der Stufenfront zur Zeit der Initialanlage des Tales gegeben. Bei der Initialanlage des Tales dürfte die zugehörige Frontstufe noch eine gewisse

Entfernung vor dem Talanfang gelegen haben. Wenn man die Länge der Köpfungsstrecke als Rückverlegungsbetrag einsetzt, muß man diesen Umstand zwar berücksichtigen, er wird numerisch aber keine entscheidenden Auswirkungen haben.

Neben der Beziehung zwischen Talbreite und Tallänge kann man sich der Beziehung zwischen Tallänge und Gefälle bedienen, um die Köpfungsstrecken der konsequenten Täler zu schätzen (SCHMIDT 1980a). Bekanntlich wächst das Gefälle eines Tales in Richtung auf seinen Oberlauf in Form einer Exponentialfunktion. Setzt man den Nullpunkt der Längenmessung an einem Punkt im Unterlauf an, ergibt sich für die Gefällskurve, bereits in logarithmischer Transformation ausgedrückt<sup>42</sup>, folgende Gleichung:

$$\log J = \log a + bL \quad \begin{array}{l} J = \text{Gefälle} \\ L = \text{Tallänge} \\ a, b = \text{Konstanten} \end{array}$$

Da die Lauflänge wiederum die Zielgröße der Regressionsanalyse ist, ist es günstiger, die Gleichung in die folgende Form umzustellen.

$$L = \log a + b \log J \quad (\text{alle Ausdrücke wie oben})$$

Das Berechnungsverfahren erfolgt analog der Form, wie sie bereits für die Beziehung Tallänge-Talbreite beschrieben wurde. Von einem Längennullpunkt im Unterlauf des Tales ausgehend werden an mehreren Stellen Gefälls- und Längenwerte aufgenommen. Als Dimension für das Gefälle empfiehlt sich der Tangens des Steigungswinkels. Unter Verwendung der Meßdaten wird die Regressionsgleichung  $L = \log a + b \log J$  berechnet. Um die ehemalige Gesamtlänge des Tales zu berechnen, muß man in die Regressionsgleichung einen Gefällsgrenzwert einsetzen, den man empirisch aus den Gefällswerten der Talanfänge der in der Umgebung unter gleichen Bedingungen vorhandenen, nicht geköpften Täler ableiten kann. Die Differenz aus berechneter Gesamtlänge ( $L_G$ ) und der Länge der erfaßten Meßstrecke ( $L_M$ ) ergibt die Länge der Köpfungsstrecke ( $L_K$ ).

Mit Hilfe der beiden Regressionsgleichungen erhält man zwei unabhängig voneinander ermittelte Schätzwerte über die Länge der Köpfungsstrecke. Im Idealfall werden beide Werte identisch sein. Da es sich aber um Schätzwerte von

<sup>41</sup> Da die Regressionsanalyse immer nur eine Schätzung der Zielgröße erlaubt, die je nach der Validität der Regression unterschiedlich exakt ist und von der Güte der Korrelation der Beziehung abhängt, sollten bei der Angabe der Schätzwerte auch die 95%-Konfidenzgrenzen der Schätzung aufgeführt werden. Die Konfidenzgrenzen zeigen an, innerhalb welchen Schwankungsbereichs die tatsächliche Länge der Köpfungsstrecke mit 95% statistischer Sicherheit liegt. Der Korrelationskoeffizient des Beispiels liegt bei  $r = -0,9967$ . Dementsprechend eng sind die Konfidenzgrenzen.

<sup>42</sup> Das nicht transformierte Äquivalent hat die Form:  
 $J = a \cdot 10^{bL}$

km	km		
B	L		
1,3	0		L=Länge
1,2	1	$L=a-b B$	B=Breite
1,15	2	$L=17,5-13,4 B$	a,b=Konstanten
1,1	3		$L_G$ =Gesamtlänge
1,05	4		$L_M$ =Meßstrecke
0,95	5	$L_G = 17,5\text{km}$	
0,85	6		$L_K$ = Köpfungsstrecke
0,75	7		
0,7	8	$L_K = L_G - L_M = 6,5\text{km}$	
0,65	9		
0,55	10	$L_K = 6,5 \pm 0,66\text{km}$	(Schätzung mit den 95%
0,5	11		Konfidenzgrenzen)

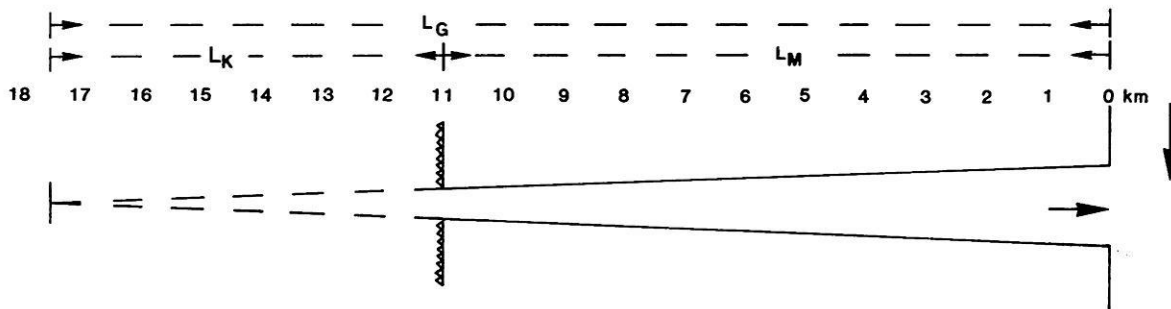


Abb. 30: Berechnungsschema zur Ermittlung der Stufenrückwanderung.

Regressionen handelt, werden diese in der Regel etwas differieren. Die Länge der tatsächlichen Köpfungsstrecke wird innerhalb des Überlappungsbereichs der für die Schätzwerte bestimmten Konfidenzgrenzen liegen (SCHMIDT 1980 a).

### Regionale Beispiele

#### A Black Mesa:

Auf der Grundlage der vorgestellten Methode konnte der Verfasser (SCHMIDT 1980a) für die geköpften Täler der Nordostflanke der Black Mesa Köpfungsstrecken zwischen 6,8 und 12,75 km berechnen (Tab. 10), was eine Rekonstruktion der ehemaligen Stufenfront erlaubte (Abb. 31). Die Black Mesa in Nordostarizona wird aufgebaut aus den zur Mesaverde Gruppe gehörigen Yale Point und Toreva Sandsteinen mit dem Mancos Shale als Stufensockel (vgl. Tab. 9 und Anhang).

Eine zeitliche Untergrenze der Entwicklung der die Stufenfläche zergliedernden Täler ist mit der Aufschüttung der Bidahochi Formation im Hinterland der Black Mesa gegeben. Diese dauerte wahrscheinlich bis in das spätere Pliozän an (vgl. 3.2.2.2 und 3.2.2.4). Die Initialanlage der Täler ist mit der Erosionsphase der jungpliozänen Shonto-Terrasse (SUTTON 1974) verbunden, der man in einer vorsichtigen Schätzung ein absolutes Alter von 3 Mio. a zuzuordnen kann (frdl. schr. Mitt. KARLSTROM 1978). Aus dieser zeitlichen Fixierung ergeben sich Stufenrückwande-

rungsraten zwischen 2,3 und 4,25 km/Mio. a (2,3 bis 4,25 m/1000 a). Für die Nordostflanke der Black Mesa ist mit einer durchschnittlichen Stufenrückverlegungsrate von 3 km/Mio. a (3 m/1000 a) zu rechnen (Tab. 10).

Wenn man den Wert in die geologische Vergangenheit hinein extrapoliert, was wegen der prinzipiellen Konstanz der Klimabedingungen durchaus statthaft ist, ergibt sich bis zu oberen Zeitmarke des Ausbruchs des Mule Ear Diatremes (28 Mio. a) ein Rückwanderungsbetrag von 84 km. Der Umstand, daß im Schlot des Mule Ear Diatremes, 75 km vor der Black Mesa Schichtstufe, Blöcke von Mancos Shale erhalten sind (s.o.), zeigt, daß eine zeitliche Extrapolation der durch die neue Methode ermittelten Stufenrückwanderungsraten auf einer realistischen Grundlage ruht.

#### B Mesa Verde:

Die Mesa Verde in Südwestcolorado erreicht eine maximale Höhe von 2612 m NN und überragt damit das vom McElmo Creek entwässerte Vorland (Montezuma Valley) um ca. 700 m (Abb. 32). Die Schichtstufe wird aufgebaut aus dem Cliff House und Point Lookout Sandstein der Mesaverde Gruppe mit der zwischengelagerten Menefee Formation und dem Mancos Shale als Stufensockel (vgl. Tab. 9 und Anhang). Die Schichten fallen mit 2 bis 3° Neigung in Richtung auf das San Juan Becken nach Süden ein. Die Stufenfläche wird durch zahlreiche konsequente Täler gegliedert, die zum dem San Juan River tributären Mancos River entwässern.

Tab. 10: Rückwanderungsbeträge und Rückwanderungsraten von Schichtstufen auf dem Colorado Plateau.

Schichtstufe	Tal	Rückwanderungsbetrag (km)		Rückwanderungsrate <sup>1</sup> (km/Mio. a; m/1000 a)
Black Mesa	1. Coal Mine Wash	6,8	± 4,0	2,3
	2. Zufluß Coal Mine Wash	10,3	± 3,5	3,4
	3. Moenkopi Wash	9,15	± 3,55	3
	4. Dinnebito Wash	12,75	± 5,6	4,25
	5. Zuflüsse Oraibi Wash	7,85	± 2,85	2,6
	6. "	8,25	± 0,8	2,75
	7. "	7,45	± 1,5	2,5
	8. "	8,1	± 1,7	2,7
	9. Wind Rock Valley	11,2	± 2,7	3,7
$\bar{x}$		9,1		3
Mesa Verde	1. Middle Fork Ute Canyon	15,25	± 1,75	3,2
	2. Rock Canyon	15,6	± 1,8	3,3
	3. Soda Canyon	16,1	± 4,1	3,4
	4. Morfield Canyon	13,75	± 2,3	2,9
$\bar{x}$		15,2		3,2
Pink Cliffs	1. Pump House Creek	8	± 0,2	2,7
	2. Podunk Creek	4	± 0,75	1,3
	3. East Fork Creek	7,75	± 1,4	2,6
	4. Quellfluß Sevier River	8,75	± 4,4	2,9
	5a. Swains Creek	7,5	± 3	2,5
	5b. "	8,25	± 3,1	2,75
	6. Strawberry Creek	4,5	± 3,55	1,5
$\bar{x}$		7		2,3
$\bar{x}$ (nur für 2, 3, 5a, 5b, 6)		6,4		2,1
Roan Cliffs	1. Zufluß Hill Creek	11,5	± 3	-
	2. West Fork Hill Creek	6,5	± 0,9	-
	3. Hill Creek	16	± 2,4	-
	4. Pioche Creek	12,25	± 4,75	-
	5. Zuflüsse Willow Creek	9,5	± 4,5	-
	6. "	8,5	± 5	-
	7. "	9,75	± 2,75	-
	8. East Willow Creek	9	± 3,5	-
	9. Rock Creek Canyon	7,25	± 2,75	-
	10. Zufluß Main Canyon	9,75	± 1,75	-
$\bar{x}$		10		ca. 2·4

<sup>1</sup> Die Rückwanderungsraten wurden unter Zugrundelegung des Alters von Sedimenten bestimmt, die eine Festlegung des Höchstalters der Initialanlage der geköpften Täler erlaubten. An den Roan Cliffs war das nicht möglich.

Ähnlich wie die Black Mesa ist die Frontstufe der Mesa Verde durch eine Vielzahl von geköpften Tälern gekennzeichnet (Abb. 32), die sich für eine Untersuchung anbieten. Die Analyse mußte sich auf die Regressionsgleichung der Beziehung Tallänge/Talbreite beschränken, da das Gefälle der geköpften Täler unregelmäßig gestaltet war.

Das gilt im übrigen auch für die folgenden Beispiele. Das unregelmäßige Gefälle der konsequenten Täler der Mesa Verde wird zum großen Teil dadurch verursacht, daß die Tiefenlinien in unterschiedlichen Substraten verlaufen (Cliff House Sandstein, Menefee Formation, Point Lookout Sandstein, am Morfield Canyon auch Mancos Shale). Um eine Absicherung der Schätzung zu erhalten, wurden die Daten aus Karten unterschiedlichen Maßstabs (1 : 250 000,

1 : 24 000) getrennt ermittelt und zwei unabhängige Regressionsen gerechnet. Die Gleichungen lieferten gut übereinstimmende Schätzwerte der Zielgröße.

Zu den Schätzwerten wurden die 95%-Konfidenzgrenzen bestimmt. Da die Länge der tatsächlichen Köpfungsstrecke im Überlappungsbereich der Konfidenzgrenzen zu erwarten ist, wurde dieser festgestellt, und das Mittel der Grenzen des Überlappungsbereichs wurde als Köpfungsstrecke und Anhaltspunkt für die ehemalige Lage der Stufenfront in die Abbildung (Abb. 32) eingetragen. Ein Beispiel soll zur Verdeutlichung dienen. Für die Middle Fork des Ute Canyon wurden mit Hilfe der beiden getrennt berechneten Regressionsgleichungen folgende Schätzwerte mit den 95%-Konfidenzgrenzen ermittelt:

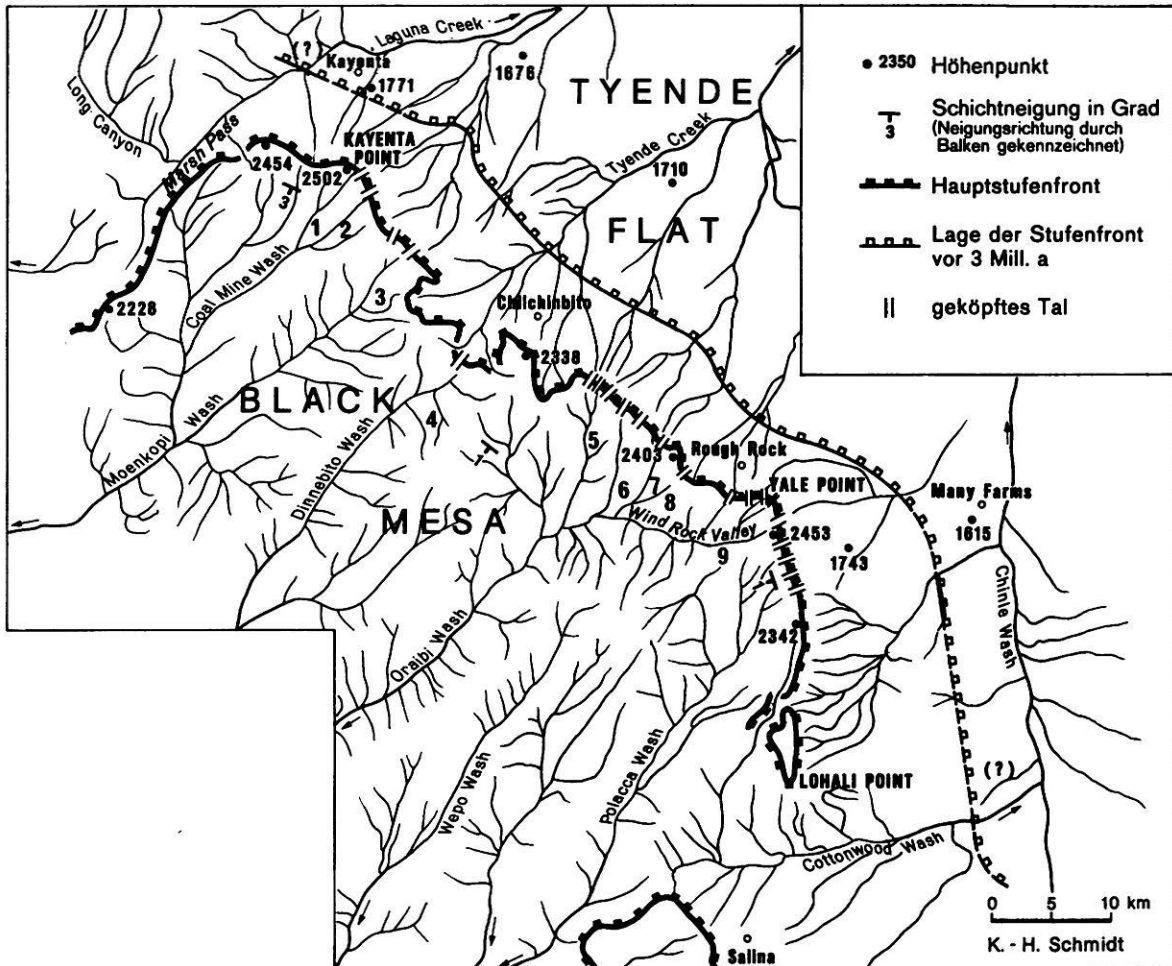


Abb. 31: Stufenrückwanderung an der Black Mesa, Arizona.

Middle Fork, Ute Canyon  
 1 : 250 000 :  $13,25 \pm 3,75$  km  
 1 : 24 000 :  $16 \pm 2,5$  km

Nach der ersten Schätzung liegt die Länge der Köpfungsstrecke mit 95%iger Sicherheitswahrscheinlichkeit zwischen 9,5 und 17 km, nach der zweiten Schätzung zwischen 13,5 und 18,5 km. Der Überlappungsbereich der Schätzungen liegt mithin zwischen 13,5 und 17 km. Der Mittelwert der Grenzen des Überlappungsbereichs der 95%-Konfidenzgrenzen beträgt 15,25 km und kann als Länge der Köpfungsstrecke in die Festlegung der ehemaligen Stufenfront einbezogen werden. Auf diese Weise erhält man für die bearbeiteten geköpften Täler Längen der Köpfungsstrecken und damit Stufenrückverlegungsbeträge für die Frontstufe der Mesa Verde zwischen 13,75 km (Morfield Canyon) und 16,1 km (Soda Canyon) (Tab. 10). Es fällt auf, daß der kürzeste Rückverlegungsbetrag für den Bereich der Mesa Verde festgestellt wurde, wo diese in ihrer heutigen Position am weitesten nach Norden vorspringt (Abb. 32).

Bei einem Vergleich der für die Mesa Verde und die Black Mesa ermittelten Werte für die Länge der fehlenden Oberläufe der geköpften Täler und der daraus abzuleitenden Rückverlegungsbeträge (Tab. 10) fällt auf, daß diese bei der Black Mesa durchweg geringer ausfallen. Der Durchschnittswert der Länge der Köpfungsstrecken liegt an der Black Mesa bei 9,1 und an der Mesa Verde bei 15,2 km. Der t-Test für den Vergleich von Mittelwerten zeigt an, daß der aus den Köpfungsstrecken abzuleitende durchschnittliche Rückwanderungsbetrag an der Mesa Verde hochsignifikant (99,9%) größer ist als an der Black Mesa.

Das kann zwei Gründe haben. Entweder ist die Stufenrückverlegungsrate an der Mesa Verde größer oder die Anlage der Täler ist älter als an der Black Mesa, so daß für die dokumentierte Rückverlegung ein längerer Zeitraum zur Verfügung stand.

Es war naheliegend zu versuchen, das Alter der Täler aus Schottern abzuleiten, die auf der Stufenfläche der Mesa Verde auf Cliff House Sandstein in der Nachbarschaft des

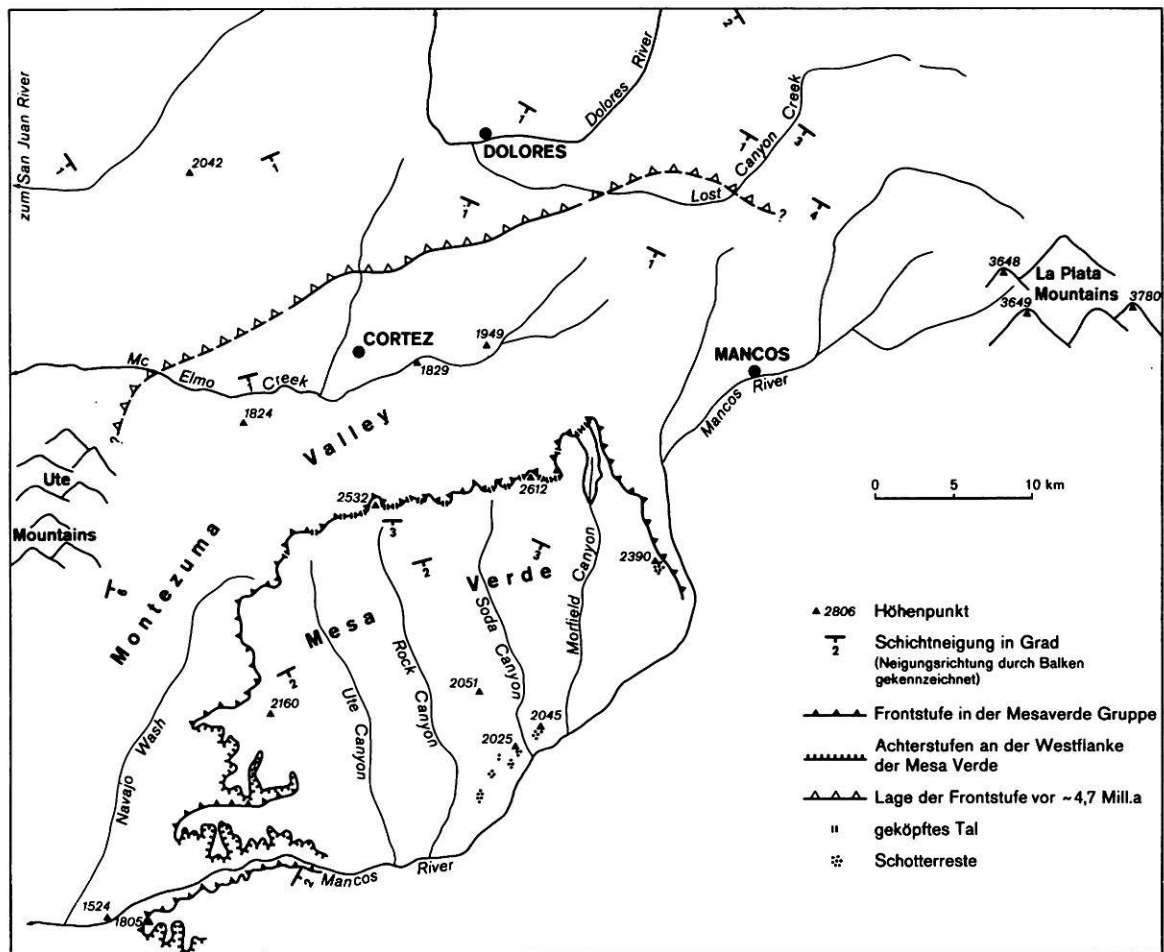


Abb. 32: Stufenrückwanderung an der Mesa Verde, Colorado.

Mancos River liegen (Abb. 32). Der östliche in 2390 m NN erhaltene Schotter liegt in einer relativen Höhe von 475 m über dem Talboden des Mancos River, die südlichen Schotter in einer relativen Höhe von ca. 300 m. Zwischen den Schotterresten ergibt sich ein Gefälle von 1°. Die Schotter sind als tertiäre (?) Pedimentschotter (WANEK 1959), tertiäre (?) und quartäre Pedimentablagerungen (IRWIN 1966) wie auch als quartäre Terrassenschotter (HAYNES et al. 1972) kartiert worden. Die Schotter enthalten zahlreiche, wahrscheinlich aus den La Plata Mountains stammende Porphyre. Von ATWOOD & MATHER (1931) wurden sie dem Bridgetimber Gravel zugeordnet, dem nach der Einschätzung dieser Autoren ein spätpliozänes bis frühpleistozänes Alter zukommt.

In einer kritischen Analyse früherer Alterseinordnungen von hochliegenden Schottern in der weiteren Umrahmung der San Juan Mountains (Colorado) kommt STEVEN (1968) zu dem Ergebnis, daß die über weite räumliche Abstände zu stratigraphischen Einheiten korrelierten Schotterreste (so auch die unter der Bezeichnung Bridgetimber Gravel zusammengefaßten Schotter) ihre Entstehung viel-

fach nur lokalen Ursachen verdanken, und daß die vormalig zeitlich zusammengefaßten Schotter ein weites Altersspektrum umfassen. Eine zeitliche Zuordnung der isolierten Schotter auf der Mesa Verde Stufenfläche zu einer stratigraphischen Einheit stößt deswegen auf Schwierigkeiten.

Da die Schotter auf dem Cliff House Sandstein als oberstem Glied der Mesaverde Schichtstufe lagern, ist aber offensichtlich, daß sie älter sind als die Tiefenerosion des San Juan River und älter als die den Cliff House Sandstein durchschneidenden konsequenten Gewässer der Stufenfläche. Nach STEVEN (1968) ist mit einer Einschneidungsphase der Flußsysteme in Südwestcolorado erst im jüngeren Tertiär für die Zeit nach der Ablagerung der Hinsdale Formation zu rechnen, die einen großen Teil des Neogens umfaßt. Eine obere Zeitmarke ihres Alters ist durch eine Datierung mit 4,7 Mio. a festgelegt (STEVEN et al. 1974).

Nimmt man diese Altersdatierung als unteren Grenzpunkt der Initialanlage der geköpften Täler der Mesa Verde an, kommt man auf diesem Wege zu Mindestwerten der Stufenrückverlegungsrate zwischen 2,9 km/Mio. a (2,9 m/

1000 a) am Morfield Canyon und 3,4 km/Mio. a (3,4 m/1000 a) am Soda Canyon. Der Durchschnittswert liegt bei 3,2 km/Mio. a (3,2 m/1000 a). Die Übereinstimmung dieser Werte mit denen der Black Mesa ist auffallend (Tab. 10). Die Mittelwerte der Rückverlegungsrate sind nicht signifikant unterschiedlich.<sup>43</sup> Die Ähnlichkeit im geologischen Aufbau und in den räumlichen Dimensionen scheinen sich in verwandten Rückverlegungsrate widerzuspiegeln.

### C Pink Cliffs:

Die Pink Cliffs in Südwestutah werden aufgebaut von der paläozänen bis eozänen heterogen zusammengesetzten Wasatch Formation (vgl. Tab. 9 und Anhang). Die Schichtstufe der Pink Cliffs erreicht in den tertiären Sedimentgesteinen Höhen über 2800 m NN (Abb. 33). Sie überragt ihr Vorland um fast 1000 m. Im Gegensatz zu den anderen in diesem Kapitel behandelten Schichtstufen sind die Pink Cliffs durch tektonische und vulkanische Ereignisse in starkem Maße beeinflusst worden.

Die Pink Cliffs liegen im Bereich der Hohen Plateaus (vgl. Abb. 2). Im untersuchten Gebiet sind die Schichtlageverhältnisse durch die *Paunsaugunt* und die *Sevier Verwerfung* (Abb. 33) gestört. An den in Nord-Süd Richtung verlaufenden Verwerfungen sind jeweils die westlichen Blöcke abgekippt. An der Sevier Verwerfung, die das Markagunt Plateau im Westen vom Paunsaugunt Plateau im Osten trennt, beträgt die Sprunghöhe zwischen 150 und 365 m, an der Paunsaugunt Verwerfung zwischen 180 und 450 m (LINDQUIST 1977). Abseits der Störungslinien fallen die Schichten im allgemeinen sanft in nördlicher Richtung ein, was dem regionalen Schichteinfallen nördlich des Grand Canyon entspricht. Auf den Plateaus liegen z.T. mächtige Lavaergüsse, die an manchen Stellen die Höhen über 3000 m NN ansteigen lassen.

Die Gewässer der Plateaus entwässern über den Sevier River in das Große Becken, wo die zugehörige Erosionsbasis im Sevier Lake mit annähernd 1400 m NN relativ hoch liegt. Im Gegensatz dazu liegt die Mündung des Paria River in den Colorado nur in einer Höhenlage von 950 m NN, die des Virgin River schon unter 300 m NN. Damit sind die Unterschiede der Vertikaldistanz zur Erosionsbasis so erheblich, daß an der Pink Cliffs Schichtstufe und im übrigen Wasserscheidenbereich zwischen Colorado und Großem Becken eine *kräftige Anzapfungstätigkeit* wirksam werden kann. Diese äußert sich in zahlreichen Talköpfungen auf der Wasatch Schichtstufe, aber auch in den Wasserschei-

<sup>43</sup> Wenn man den Gedanken in die Überlegungen einbezieht, daß das Ende der Hinsdale-Ablagerung und das Einschnitten der Täler nicht unmittelbar aufeinanderfolgend geschah, und man ein Alter der Täler von 4 Mio. a annimmt, erhält man Rückwanderungsrate zwischen 3,4 und 4 km/Mio. a bei einem Durchschnittswert von 3,8 km/Mio. a. Der Mittelwertsunterschied zur Black Mesa ist auch dann auf dem 95%-Niveau statistisch nicht signifikant.

denbereichen beiderseits der Sevier Verwerfung, die nicht durch eine markante Schichtstufe gekennzeichnet sind (Abb. 33).

Die Täler, für die Köpfungsstrecken berechnet wurden, sind durch Ziffern markiert (Abb. 33). Die über die Köpfungsstrecken berechneten Rückverlegungsbeträge bewegen sich zwischen 4 km (2, Podunk Creek) und 8,75 km (4, Quellfluß des Sevier River) (Tab. 10). Unter Zugrundelegung der Länge der Köpfungsstrecken wurde die ehemalige Lage der Pink Cliffs, bzw. die ehemalige Wasserscheide Colorado/Sevier River eingezeichnet (Abb. 33). Es ergibt sich ein durchschnittlicher Rückverlegungsbetrag von 7 km, der allerdings räumlich etwas schwerer umzusetzen ist als an der Black Mesa oder Mesa Verde, da sich die First- und Wasserscheidenrückverlegung des von der Berechnung erfaßten Gebietes nicht an einer geschlossenen Front vollzogen hat, sondern an differenziert exponierten Segmenten. Dabei scheint die Rückverlegung an den Verwerfungslinien orientiert etwas beschleunigter abzulaufen. Die Vorsprünge der Pink Cliffs liegen abseits der Verwerfungen (Abb. 33).

Die *Sevier River Formation*, die aus fluvialem und untergeordnetem limnischen Material besteht, reicht in ihrer Verbreitung bis in den Oberlauf des Sevier River (CARPENTER, ROBINSON & BJORKLUND 1967) (Abb. 33). Hier ist sie durch die jungen Entwässerungslinien zerschnitten worden und z.T. nur noch in isolierten Erosionsresten erhalten. Ihr wird ein spätpaläozänes bis altpaläozänes Alter zugemessen. Die Datierung beruht auf der Altersordnung von Diatomeen und Süßwassergastropoden (CALLAGHAN 1939 zit. bei ROWLEY, ANDERSON & WILLIAMS 1975). Neuere K-Ar und fission track Datierungen von in der Sevier River Formation eingeschlossenen Basalten und Tuffen zeigten, daß Teile der Ablagerungen schon in das Miozän gehören (ROWLEY, ANDERSON & WILLIAMS 1975, STEVEN et al. 1979). Am Westrand der Hohen Plateaus besitzen Teile der Sevier River Formation hingegen noch ein frühpleistozänes Alter (ca. 1 Mio. a) (ROWLEY, ANDERSON & WILLIAMS 1975). Die Sevier River Formation umfaßt mithin ein weites Altersspektrum; als vorwiegend in tektonischen Becken abgesetztes Sediment dürfte sie dabei in den einzelnen Becken auch eine unterschiedliche Geschichte gehabt haben (vgl. ROWLEY et al. 1979), wobei die Ablagerung in den hohen Teilen im Oberlauf des Sevier River frühzeitiger aussetzte als am Westrand der Hohen Plateaus. Die verstärkte Eintiefung der Täler im Wasserscheidenbereich ist im Zusammenhang mit dem Ausklingen der Sedimentation zu sehen und kann deswegen im Spätpaläozän angesetzt werden.

*Alter und Ablauf der Verwerfungen* in den Hohen Plateaus können noch nicht mit letzter Sicherheit fixiert werden (ROWLEY et al. 1979). Die Hauptverwerfungsaktivität in den Hohen Plateaus begann vor 7 Mio. a; die Zeitmarke ist durch die fission track Datierung eines Tuffes in der Sevier



River Formation festgelegt (STEVEN et al. 1979). Vor diesem Zeitpunkt spielten noch breite Verbiegungen eine bedeutende Rolle (ROWLEY et al. 1979). Die Bewegung an den Verwerfungen der Hohen Plateaus dauert noch bis in das Quartär an (AVERITT 1964). Hinweise auf rezente tektonische Aktivität sind durch die Registrierung von Erdbeben in Tropic (Abb. 33) und Panguitch, unmittelbar nördlich des Kartenausschnitts, gegeben (LINDQUIST 1977).

Durch die im späteren Neogen aktiv werdende Bruchtektonik kam die Wasatch Formation an der Ostseite von Sevier und Paunsaugunt Verwerfung in relativ höhere Positionen und bildete parallel zu den nordgerichteten Störungslinien verlaufende Bruchstufen aus. Diese verliefen in rechtem Winkel zur eigentlichen Frontstufe der Wasatch Formation, die gemäß der Schichtneigung und dem Schichtstreichen in west-östlicher Richtung verläuft (vgl. Karte 1, Abb. 33). Es ist nicht zu klären, zu welchem Zeitpunkt der Morphogenese die Sprunghöhe der Verwerfungen die Mächtigkeit der Wasatch Formation überschritt (im Bryce Canyon Gebiet zwischen 150 und 250 m), das Liegende freigelegt wurde, und damit an der Bruchstufe eine Schichtstufenmorphodynamik eingeleitet werden konnte. Dieser Prozeß begann, unterstützt durch die kräftige rückschreitende Erosion des Paria River, an der Paunsaugunt Verwerfung, die ja auch eine etwas größere Sprunghöhe erreicht, früher als an der Sevier Verwerfung.

Östlich der Paunsaugunt Verwerfung trifft man die Wasatch Formation auf dem Aquarius Plateau erst an den Table Cliffs in einer Entfernung von 16 km von der Störung wieder an. Wenn man davon ausgeht, daß die Rückwanderung der Wasatch Schichtstufe des Aquarius Plateaus schon in der Anfangsphase der Bruchtektonik einsetzte, errechnet sich eine Stufenrückwanderungsrate von 2,3 km/Mio. a. An der Westseite der Paunsaugunt Verwerfung entwickelte sich eine Schichtstufe in der Wasatch Formation erst wesentlich später, da diese hier mehr als 300 m tiefer liegt als an den Table Cliffs und dementsprechend erst zeitlich verschoben von den Zuflüssen des Paria River durchschnitten werden konnte. Die Stufe der Pink Cliffs im Bryce Canyon National Park hat sich wegen des kürzeren verfügbaren Zeitraums im Durchschnitt auch nur weniger als 5 km von der Verwerfung entfernt. Da nicht bekannt ist, wann die Schichtstufe angelegt worden ist, kann eine Rückwanderungsrate nicht berechnet werden. Nimmt man für sie eine ähnliche Rate wie für die Stufe östlich der Verwerfung an, kann man in einem umgekehrten Weg der Berechnung den Zeitpunkt der Entstehung der Schichtstufe mit ca. 1 bis 2 Mio. a angeben.

Östlich der Sevier Verwerfung, wo die unterstützende rückschreitende Erosion eines Gewässers der Größenordnung des Paria River fehlte, und die Gesamtmächtigkeit der Wasatch Formation erst später im Verlauf der Morphogenese freigelegt wurde, haben sich die Sunset Cliffs im Durchschnitt erst ca. 4 km von der Störungslinie entfernt

(Abb. 33). An der Westseite der Sevier Verwerfung ist im Gegensatz zum Bryce Canyon Gebiet noch gar keine Schichtstufe ausgebildet. Dort, wo der Kanab Creek bereits in die oberkretazischen Schichten am Fuße der Pink Cliffs vorgestoßen ist, hat sich die Wasatch Schichtstufe allerdings schon 8 km von der Ostseite der Sevier Verwerfung zurückverlegt.

Im Gebiet der Pink Cliffs ist es notwendig, zu unterscheiden zwischen an die Verwerfungslinien angelehnten nord-südlich verlaufenden Schichtstufen und der dem Schichtstreichen folgenden, in west-östlicher Richtung verlaufenden Frontstufe, und auch die jeweiligen morphogenetischen Abläufe differenziert zu betrachten. Dabei kann davon ausgegangen werden, daß die Morphogenese der Frontstufe der Wasatch Formation bereits einsetzte, nachdem Südwestutah im Eozän Abtragungsgebiet geworden war, während die durch die Verwerfungen initiierten Stufen erst im späteren Neogen aktiv wurden. Ergebnisse der Bestimmung von Rückwanderungsraten der Wasatch Schichtstufe können deswegen für die nordwärts gerichtete Bewegung der Frontstufe auch weiter in die geomorphogenetische Vergangenheit extrapoliert werden.

Für die Stufe östlich der Paunsaugunt Verwerfung, die heute an den Table Cliffs (Außerhalb von Abb. 33) liegt, wurde eine Rückwanderungsrate von 2,3 km/Mio. a geschätzt. Für die Bestimmung der Rückwanderungsrate an der Frontstufe können die geköpften Täler 2, 3, 5a, 5b und 6 herangezogen werden (Abb. 33, Tab. 10).<sup>44</sup> Für diese Täler ergibt sich eine durchschnittliche Länge der Köpfungsstrecke von 6,4 km. Wenn man entsprechend den obigen Ausführungen zur Datierung der Sevier River Formation ein Alter der Talformen, die zur Bestimmung der Köpfungsstrecken benutzt wurden, von ca. 3 Mio. a voraussetzt, erhält man eine durchschnittliche Stufenrückverlegungsrate der Frontstufe der Pink Cliffs von ca. 2 km/Mio. a (2 m/1000 a). Damit ist der Mittelwert der Rückverlegungsrate der Wasatch Schichtstufe auf dem 95%-Niveau signifikant niedriger als die der Black Mesa oder Mesa Verde. Die Rückwanderungsrate ist um mehr als

<sup>44</sup> Tal 4 muß entfallen, weil hier im Einflußbereich der Sevier Verwerfung die Wasatch Formation so weit abgesunken ist, daß sie an dieser Stelle noch keine markante Schichtstufe ausbildet.

Tal 1 muß entfallen, da hier der berechnete Wert der Köpfungsstrecke über die Paunsaugunt Verwerfung nach Osten hinausreicht. Der Verlust des Oberlaufes dieses Tals geschah mithin nicht nur durch den Mechanismus der Rückverlegung der Wasatch Schichtstufe, sondern ähnlich wie im Beispiel 4 durch Wasserscheidenrückverlegung auf Grund normaler rückschreitender Erosion durch den Paria River. Man kann sich den früheren Oberlauf dieses Zuflusses zum östlichen Sevier River (East Fork Sevier River) ähnlich vorstellen wie die heutigen Zuflüsse zum Hauptarm des Sevier River, die über die Sevier Verwerfung nach Osten hinausreichen. Auch nördlich des Kartenausschnitts (Abb. 33) verlaufen heute Gewässer zum östlichen Sevier River über die Paunsaugunt Verwerfung hinweg.

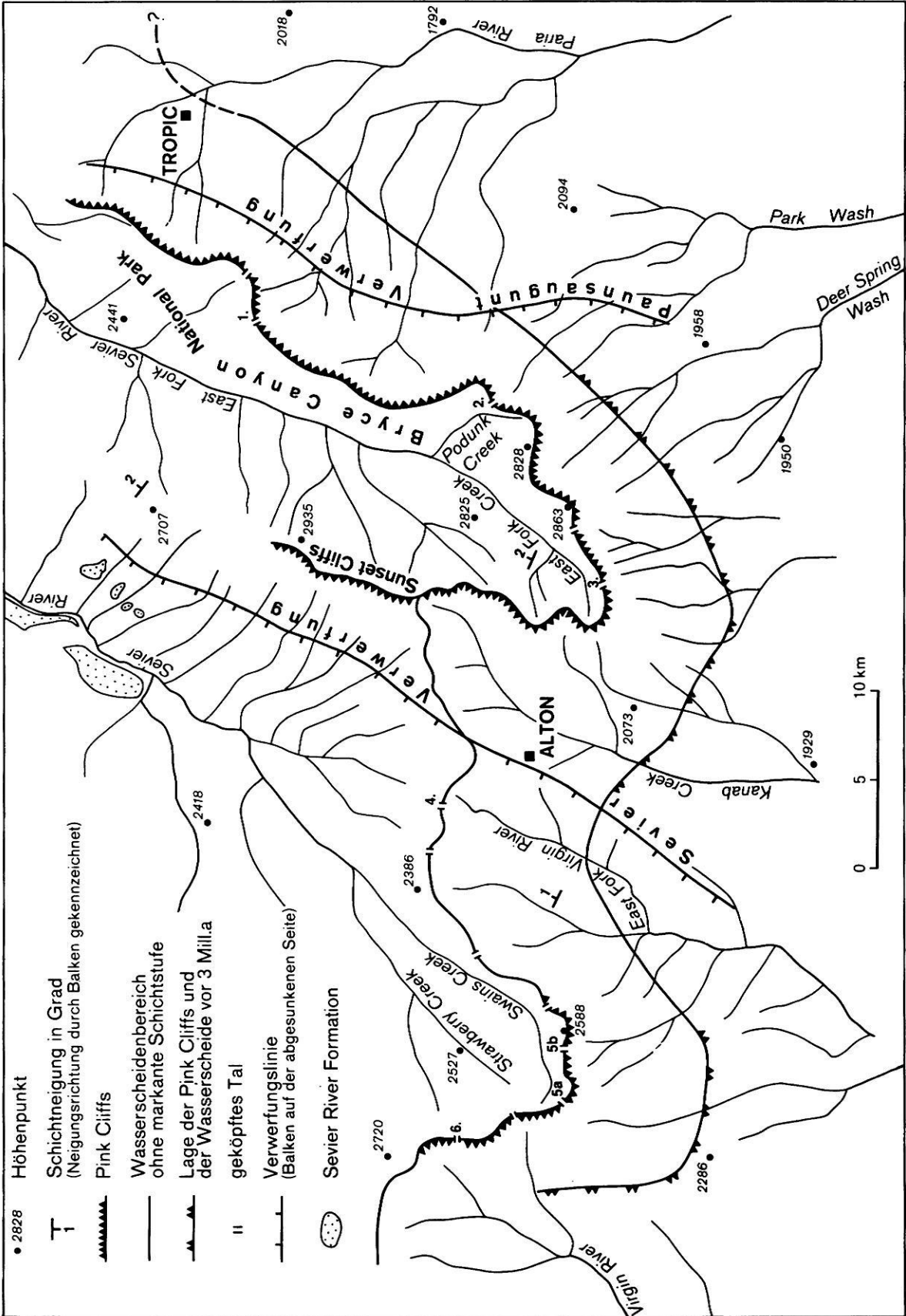


Abb. 33: Stufenrückwanderung an den Pink Cliffs, Utah.

50% geringer als der von LINDQUIST (1977) über die Freilegung von Baumwurzeln ermittelte Wert. Allerdings soll die hohe Rückwanderungsrate von 4,6 m/1000 a auch nur für die Hangabschnitte zwischen den Steilwandbereichen der Pink Cliffs gelten. Die Rückverlegung dieser Zwischenabschnitte hält auch LINDQUIST (1977), auf den Gesamtbereich übertragen, für extrem.

#### D Roan Cliffs:

Die Roan Cliffs verlaufen in einer Längserstreckung von fast 300 km in ost-westlicher Richtung in geschwungenen Bögen in Nordostutah und Nordwestcolorado. Ihnen südlich vorgelagert sind die aus den oberkretazischen Gesteinen der Mesaverde Gruppe und des Mancos Shale aufgebauten Book Cliffs (vgl. Abb. 3). Die Roan Cliffs Schicht-

stufe selbst wird gebildet von der eoziänen Green River Formation mit der eoziänen und paläozänen Wasatch Formation im Stufensockel, hier in anderer Fazies als in Südwestutah (vgl. Tab. 9 und Anhang). Für die Bearbeitung wurde der einen Vorsprung bildende Abschnitt westlich der Staatsgrenze Utah-Colorado und östlich des Green River herangezogen (Abb. 34). Die Schichten fallen sanft geneigt mit 2 bis 3° nach Norden ein. Die Roan Cliffs erreichen eine maximale Höhe von 2900 m NN. Damit liegen sie um ca. 700 m höher als die Book Cliffs und ca. 1500 m höher als das diesen vorgelagerte, im Mancos Shale ausgebildete Grand Valley.

Die Firstlinie der Roan Cliffs ist auch außerhalb des dargestellten Abschnitts durch eine Vielzahl von geköpften Tälern gekennzeichnet. Die Täler, für die Köpfungsstrecken berechnet wurden, sind durch Ziffern markiert (Abb. 34).

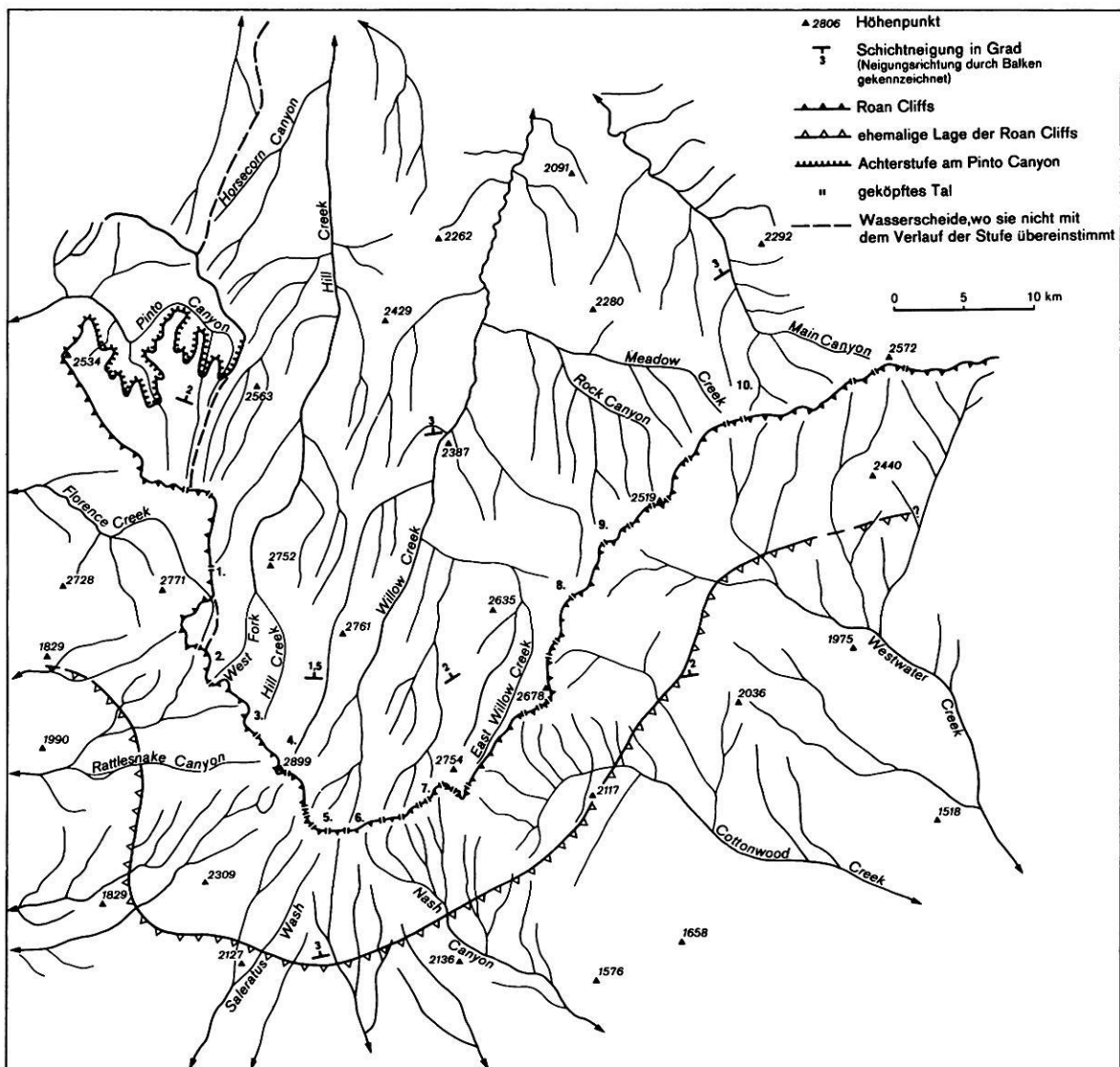


Abb. 34: Stufenrückwanderung an den Roan Cliffs, Utah.

Im Westen liegt die Stufenfläche noch in der Evacuation Creek Fazies, im Osten bereits in der Douglas Creek Fazies. Die Täler sind in der Regel bis in die hangenden Teile der Wasatch Formation (Renegade Tongue, CASHION 1967) eingetieft.

Für die einzelnen Täler wurden unter Verwendung der vorgestellten Methode Köpfungsstrecken zwischen 16 km (3, Hill Creek) und 6,5 km (2, West Fork Hill Creek) berechnet (Tab. 10). Wie in den vorhergehenden Beispielgebieten wurden die Längen der Köpfungsstrecken als Anhaltspunkte für die Festlegung der ehemaligen Lage der Stufenfront verwendet (Abb. 34). Der durchschnittliche Rückwanderungsbetrag in diesem Teil der Roan Cliffs liegt bei 10 km. Der Mittelwertsunterschied ist im Vergleich zur Black Mesa nicht signifikant.

Leider sind im Gebiet der Roan Cliffs keine jüngeren Sedimente vorhanden, auf die man, wie in den übrigen Beispielgebieten geschehen, das Alter der geköpften Täler beziehen könnte. Im Uinta Becken, auf das die konsequenten Gewässer der Roan Cliffs eingestellt sind, ist das jüngste erhaltene Sediment die oligozäne Duchesne River Formation. Nach dieser Zeit wurde das Uinta Becken extern nach Süden entwässert (HUNT 1969). Die Anlage der das Roan Plateau zerschneidenden Täler ist nach der Kenntnis der Entwicklung der Erosionsbasis (vgl. 5.3.3) wesentlich jünger, ein Fixierungspunkt für den Beginn der Eintiefung steht jedoch nicht zur Verfügung. In Analogie zu den bisher behandelten Beispielräumen kann jedoch vermutet werden, daß die Zerschneidung des Roan Plateaus im Pliozän begann, und sich deswegen der Wert einer durchschnittlichen Rückwanderungsrate der Roan Cliffs zwischen 2 und 4 km/Mio. a bewegen wird. Ein nicht zu hoher Wert ist wahrscheinlich, da die Roan Cliffs in sehr mächtigen Stufenbildnern angelegt sind.

#### 5.3.4.3 Folgerungen für die Morphogenese

Die in der Schätzung der Rückwanderungsraten implizite Frage, ob die *Leistungsfähigkeit der Stufenrückwanderung* überhaupt ausreichend ist, um das Abtragungsvolumen beseitigt haben zu können, das seit dem frühen Tertiär vom Colorado Plateau abgeräumt worden ist, kann nun einer Beantwortung zugeführt werden. Dabei muß der Aspekt verfolgt werden, ob die Stufenrückwanderungsraten, die für die jüngeren, als erste von der Abtragung erfaßten Stufenbildner (z.B. Mesaverde Sandsteine) ermittelt wurden, in ihrer Größenordnung ausreichen, um die großen Entfernungen zwischen den heute noch vorhandenen Erosionsresten (vgl. Karte 1) geschaffen haben zu können. Ein weiterer interessanter Gesichtspunkt präsentiert sich in der Frage, ob sich aus den unterschiedlichen Rückverlegungsraten Gesetzmäßigkeiten über differenziertes Abtragungsverhalten der Stufenbildner, gesteuert durch deren besondere Eigenschaften, ableiten lassen.

Wenn bei den Überlegungen sämtliche, auf verschiedene Art und Weise gewonnene Daten einbezogen werden, muß berücksichtigt werden, daß die zur Verfügung stehenden Daten heterogener Herkunft sind und in ihrer Schätzverlässlichkeit unterschiedliche Qualität besitzen. Für die Frage der Beurteilung der Leistungsfähigkeit der Stufenrückverlegung in bezug zu dem im Verlauf der Morphogenese bereits entfernten Abtragungsvolumen werden zunächst nur die homogenen und vorhersagezuverlässigen Ergebnisse der Regressionsberechnungen verwendet (Tab. 10).

Die Schichtstufen, für die Rückverlegungsraten mit Hilfe des Regressionsmodells berechnet wurden, sind nicht zufällig in dieser Zusammensetzung ausgewählt worden. Sie haben einige gemeinsame Eigenschaften. Charakteristisch für sie sind die auf der Stufenfläche angelegten, mehrere Zehner von Kilometern langen konsequenten Täler (Abb. 31-34), die eine ursprüngliche, aus den Anfängen der Morphogenese vererbte Entwässerungsrichtung nachzuzeichnen scheinen. Die Stufen werden aufgebaut aus relativ jungen, oberkretazischen und alttertiären Sedimenten. Sie liegen in der Umrahmung des zentralen Colorado Plateaus und sind mit Ausnahme der Pink Cliffs an den Rändern von Beckenstrukturen angelegt, die sich um die *Monument Aufwölbung* scharen, die Black Mesa am Nordrand des Black Mesa Beckens, die Mesa Verde am Nordrand des San Juan Beckens und die Roan Cliffs am Südrand des Uinta Beckens.

Zwischen den heutigen Positionen der Stufenränder liegen auf dem zentralen Colorado Plateau in Zehntausenden von Quadratkilometern zu messende Areale, die frei sind von oberkretazischer und tertiärer Sedimentbedeckung (vgl. Karte 1, Abb. 35). Es kann als gesichert gelten, daß die oberkretazische Mesaverde Gruppe in wechselnder Fazies das Colorado Plateau einmal vollständig überzogen hat, die heutigen Lücken in der Bedeckung müssen also durch nachfolgende Abtragung entstanden sein. Unsicher ist, wie weit die paläozänen und eozänen Sedimente vom Uinta und Piceance Becken nach Süden, von Südwestutah aus nach Osten und vom San Juan Becken nach Norden reichten. Man kann davon ausgehen, daß tertiäre Sedimente nicht von ähnlich großen Flächen des Colorado Plateaus abgeräumt werden mußten wie die oberkretazischen. Im Kapitel 5.3.3. war schon angemerkt worden, daß die alttertiären Sedimente aufgearbeitetes älteres Material enthalten (BALTZ 1967, CASHION 1967). Die Abtragung der oberkretazischen Sedimente begann also schon zur Zeit der Aufschüttung der alttertiären Sedimente, und weite Teile des Colorado Plateaus, insbesondere die durch die laramischen Verbiegungen in relative Hochlage gebrachten Antiklinalstrukturen, müssen frei von alttertiären Sedimenten geblieben sein.

Rückwanderungsraten von aus diesen Gesteinen bestehenden Schichtstufen sind bekannt (vgl. 5.3.4.2). Unter Verwendung dieser Zahlen kann man leicht die im Zuge der

Reliefentwicklung maximal zu erreichenden Stufenrückverlegungsbeiträge berechnen. Für die Schichtstufen der Mesaverde Gruppe würde sich, das mittlere Paläozän (60 Mio. a) als Anfangspunkt gesetzt, eine Rückverlegung von 180 km (Black Mesa) bzw. 192 km (Mesa Verde) ergeben. Für die Pink Cliffs errechnet sich ein Rückverlegungsbeitrag von ca. 80 km, einen Beginn der Abtragung im jüngeren Eozän (40 Mio. a) vorausgesetzt, da die Schüttung der Wasatch Formation in Südwestutah bis in das spätere Eozän andauerte und sie dort ein zeitliches Äquivalent der Green River Formation darstellt (BOWERS 1972).

Mit den für die Mesaverde Schichtstufen berechneten Rückverlegungsbeiträgen lassen sich ohne weiteres die *Lücken zwischen den heute noch vorhandenen Erosionsresten* der Mesaverde Gruppe schließen (Abb. 35), wenn man zur Rückwanderung der Vorläufer von Black Mesa und Mesa Verde noch einen gewissen Betrag der Rückverlegung der ebenfalls aus Mesaverde Gesteinen bestehenden Book Cliffs addiert (Abb. 35).

Die zur Verfügung stehenden Daten geben die Grundlage zum Entwurf für ein vereinfachtes *morphogenetisches Modell*. Es wird vorausgesetzt,

- daß eine *prinzipielle Konstanz der Klimabedingungen* im Verlauf der Morphogenese gegeben war, eine Annahme, die nach den vorliegenden geomorphologischen, mineralogischen und pedologischen Befunden erfüllt ist (vgl. 3, 4),
- daß die Schichten ihre *Fazies und Mächtigkeit regional wenig veränderten*, eine Annahme, die durch die zwar vergleichbare Lithologie, aber wechselnde Mächtigkeit der Mesaverde Sandsteine über weite Entfernungen hinweg nur im groben Umriß erfüllt gewesen sein dürfte (vgl. Anhang),
- daß die *Stufenbildner* im gesamten erfaßten Gebiet *auf demselben Sockelgestein* lagerten, eine Annahme, die als erfüllt gelten kann, da die Mesaverde Sand-

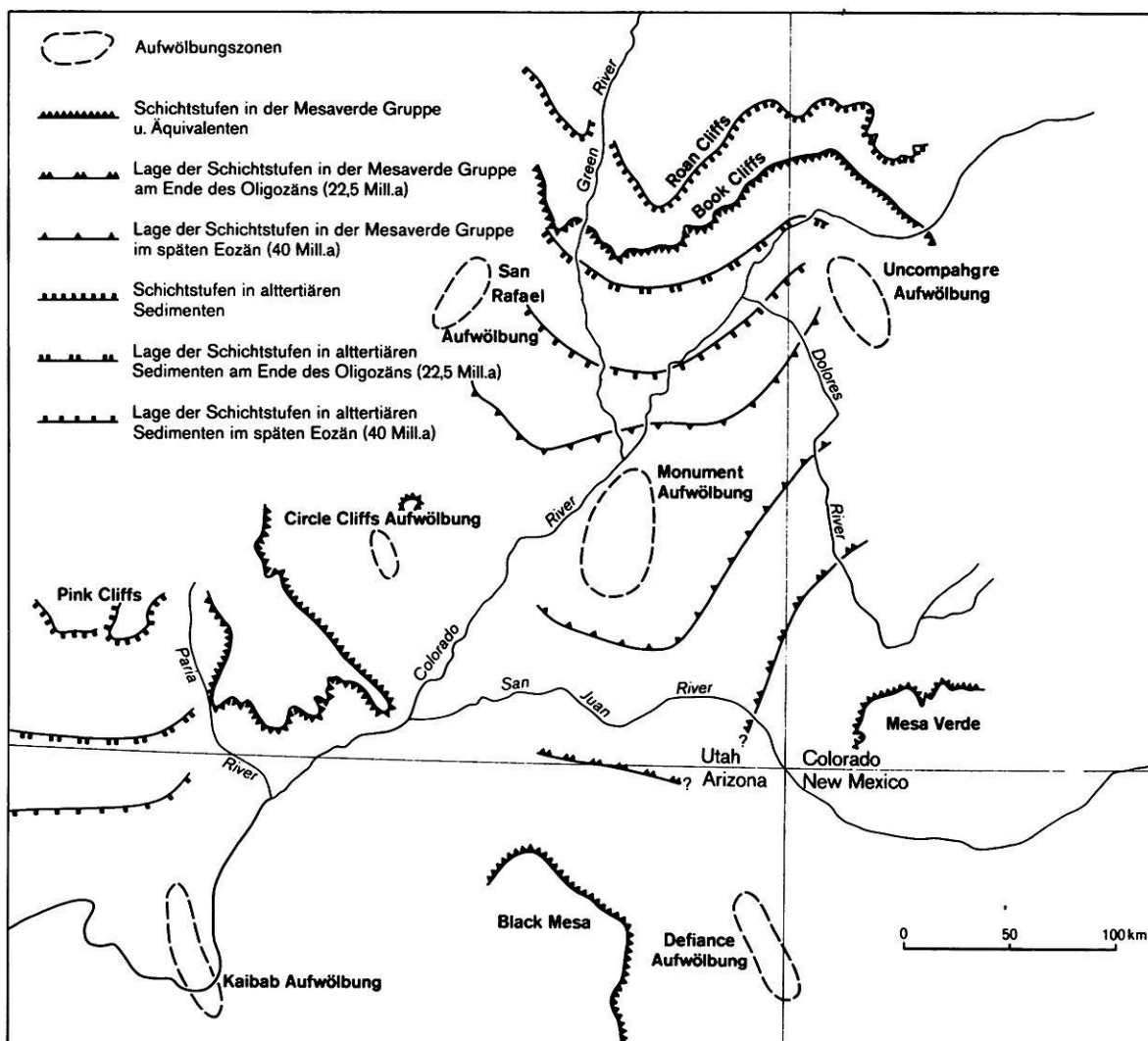


Abb. 35: Morphogenetisches Modell der Verlegung der Stufenrandlagen im Känozoikum.

steine immer auf dem Mancos Shale ruhen, und auch die tertiären Stufenbildner im regionalen Rahmen auf denselben Sockelgesteinen lagern,

und daß die *Neigungsverhältnisse* im Rückwanderungsraum von den Neigungen der Schichtstufen, die für die Datengewinnung herangezogen wurden, nicht wesentlich abwichen, eine Annahme, die den tatsächlichen Gegebenheiten, besonders an der Südostflanke der Monument Aufwölbung (Comb Ridge), nicht überall entspricht, auch wenn man einen gewissen Prozentsatz der verstärkten Schichtneigung auf jungtertiäre und quartäre Verbiegungen zurückführt. In den Zonen stärkerer Neigung muß mit einer phasenweise verlangsamt Rückwanderung gerechnet werden.

Das Modell setzt als Ausgangspunkt die heutige Lage der Schichtstufen in der Mesaverde Gruppe (Black Mesa, Mesa Verde, Book Cliffs) und in den alttertiären Sedimenten (Pink Cliffs, Roan Cliffs). Von dort beginnt eine dem Verlauf der Morphogenese entgegengesetzte Entwicklung in die geomorphologische Vergangenheit hinein. Die Lage der Stufenränder im Jungtertiär ist den Abbildungen des letzten Kapitels zu entnehmen (Abb. 31-34).

Die Werte der Stufenrückwanderungsraten in die Modellrechnung eingesetzt, lagen die Stufenränder am *Ende des Oligozäns* (22,5 Mio. a) in den verzeichneten Positionen (Abb. 35), die Black Mesa an der Staatsgrenze Arizona-Utah, ebenso die Pink Cliffs, nur eine entgegengesetzte Richtung der Rückwanderung verfolgend, und die Mesa Verde hatte das Staatsgebiet von Utah noch nicht ganz verlassen.

Auch die Roan Cliffs wurden in das Modell einbezogen, auch wenn für sie keine Rückwanderungsrate ermittelt werden konnte (vgl. 5.3.4.2). Es erscheint aber realistisch anzunehmen, daß sie sich bei der großen Mächtigkeit des Stufenbildners in der gleichen Größenordnung wie die der Pink Cliffs bewegt (i.e. ca. 2 km/Mio.a). Sie wird geringer sein als die der Book Cliffs, weil die Roan Cliffs für diese die Funktion einer Sammelstufe übernehmen, und die Book Cliffs durch zahlreiche von den Roan Cliffs herabziehende obsequente Gewässer gegliedert werden, die die Abtragung der Stufe beschleunigen. In Analogie zu den anderen Mesaverde Schichtstufen wird für die Book Cliffs eine Rückwanderungsrate um 3 km/Mio. a angenommen. Die Roan Cliffs lagen zum Ausgang des Oligozäns weiter südlich im Dreieck zwischen Green und Colorado River.

Im *jüngsten Eozän* (40 Mio. a) waren noch große Teile des Colorado Plateaus mit oberkretazischen Sedimenten bedeckt. Sie lagen noch im gesamten Südostutah bis nördlich des San Juan River. Das Modell erfüllt die Bedingung, daß die Gebiete um die Abajo und La Sal Mountains zur Zeit der Intrusionen (Oligozän, vgl. Tab. 2) frei von Mesaverde Schichten gewesen sind. Die Roan Cliffs spannten einen

Bogen zwischen der San Rafael und Uncompahgre Aufwölbung (Abb. 35). Die Pink Cliffs waren nach Süden noch bis auf die randlichen Teile der Plateaus nördlich des Grand Canyon vorgeschoben.

Die für das ausgehende Eozän berechnete Lage der in den alttertiären Sedimenten ausgebildeten Schichtstufen gibt zugleich einen Eindruck von der *maximalen Ausdehnung der paläozänen und eozänen limnischen Sedimente*. Sie bestätigt auf anderem Wege die oben getroffene Schlußfolgerung, daß die Seeablagerungen keine geschlossene Bedeckung des Colorado Plateaus gebildet haben. Für die Entfernung einer geschlossenen Decke tertiärer Sedimente vom gesamten zentralen Colorado Plateau, die ja wegen der durch das Alter der Sedimente vorgegebenen Untergrenze erst im späteren Eozän hätte einsetzen können, sind die ermittelten Rückwanderungsraten in ihrer Größenordnung nicht leistungsfähig genug. Es ist deswegen der schon frühzeitig geäußerten Vorstellung zu folgen, daß die alttertiäre Sedimentation in einzelnen abgeschlossenen Becken stattfand (GREGORY 1938, 1950). Die Vermutung, daß in Südwestcolorado und Südostutah eine geschlossene Bedeckung mit tertiären Sedimenten bestanden hätte (SHAW, SIMMONS & ARCHBOLD 1968, CATER 1970), kann nicht bestätigt werden.

Nach den laramischen Verbiegungen ging im Verlauf des Paläozäns die Stufenbildung auf dem zentralen Colorado Plateau von den Antiklinalstrukturen aus, von der Monument Aufwölbung, der Circle Cliffs und San Rafael Aufwölbung, der Uncompahgre, der Defiance und Kaibab Aufwölbung (Abb. 35, vgl. auch Abb. 4). Die Rückwanderungsraten der Mesaverde Schichtstufen reichen aus, um die Lücken der Bedeckung mit oberkretazischen Sedimenten, von den Positionen der eozänen Stufenränder im Modell ausgehend (Abb. 35), über den Aufwölbungen zu schließen. Von den Aufwölbungszentren werden die Stufen zunächst zentrifugal hinweggezogen sein, so wie sich auch aus dem heutigen Kartenbild noch ein Ring von Schichtstufen um die Antiklinalen ablesen läßt (vgl. Karte 1). Im Modell nimmt die Monument Aufwölbung die ihr auch lagemäßig zukommende zentrale Stellung ein. An den mehr peripher gelegenen Antiklinalstrukturen, so an der Defiance Aufwölbung oder an der Circle Cliffs Aufwölbung, werden sich gleichzeitig oder zeitlich verzögert ähnliche Entwicklungen, wie sie für die Monument Aufwölbung gezeigt wurden, abgespielt haben.

Aus den Darstellungen zur Morphogenese der Chuska Mountains (vgl. 3.2.1) ist bekannt, daß die Auflagerungsfläche (Tsaille Oberfläche) des östlich der Defiance Aufwölbung liegenden eozänen Chuska Sandsteins von der mittleren Mesaverde Gruppe (Menefee Formation) bis in die hangenden Teile der triassischen Chinle Formation reicht (vgl. Karte 2, Abb. 11). Die Abtragung war im Zentrum der Defiance Aufwölbung im Eozän schon recht weit fortgeschritten, und die Schichtstufen der Mesaverde Sandsteine hatten den Scheitel der Antiklinale bereits verlassen.

Dann stellte sich in diesem Gebiet eine länger andauernde Sedimentationsphase ein, und im Oligozän kam es zu vulkanischen Deckenergüssen (vgl. 3.2.1.2). Durch diese Ereignisse ruhte die Abtragungstätigkeit an den Schichtstufen für lange Zeiträume und konnte erst im Neogen wieder ungehindert einsetzen. Deswegen ist die Rückwanderungsstrecke der Black Mesa in westlicher Richtung vom Zentrum der Defiance Aufwölbung hinweg auch erheblich kürzer als die in südlicher Richtung (Abb. 35). Die Ostflanke der Black Mesa liegt heute ca. 60 km von den Chuska Mountains entfernt. Wenn man von der realistischen Annahme ausgeht, daß die Rückverlegung nach der Chuska Sandstein/Vulkanismus-Unterbrechung erst im Neogen wieder einsetzte, und daß die Ur-Black Mesa sich im Paläozän und frühen Eozän vor der Ablagerung des Chuska Sandsteins nur wenige Kilometer vom Zentrum der Defiance Aufwölbung entfernt hat, kommt man auch hier auf eine Rückverlegungsrate von 2 bis 3 km/Mio. a, ein Wert, der mit der über die Formeigenschaften der geköpften Täler der Nordostflanke der Black Mesa ermittelten Rate sehr übereinstimmt.

Es ist nicht nachzuvollziehen, wann sich die Ringe aus Mesaverde Schichtstufen um die Monument und Defiance Aufwölbung öffneten und sich so die im Eozän noch zusammenhängenden (Abb. 35) Vorläufer von Black Mesa und Mesa Verde voneinander lösten und sich jeweils mit den von der Defiance Aufwölbung zurückwandernden Stufen verbanden. Das dürfte im Verlauf des Neogens geschehen sein, nachdem die beiden Stufen möglicherweise im Oligozän noch eine Verbindung hatten (Abb. 35).

Vom Zentrum der Circle Cliffs Aufwölbung sind Reste der oberkretazischen Bedeckung nicht weit entfernt. Ein kleiner Erosionsrest von unterem Mesaverde Sandstein liegt im Henry Mountains Becken, und im Kaiparowits Becken sind noch mächtige oberkretazische Schichten, mögliche Mesaverde Äquivalente, in ca. 45 km Entfernung vom Zentrum der Aufwölbung erhalten (Abb. 35). Für die geringen Rückwanderungsbeträge gibt es mehrere Gründe. Die Circle Cliffs Aufwölbung ist nicht so weit herausgehoben worden wie andere Antiklinalen (vgl. Abb. 4), und die oberkretazischen Schichten wurden deswegen nicht so

Tab. 11: Rückwanderungsraten von Schichtstufen, Mächtigkeit und Resistenz der Stufenbildner sowie zugehörige Rangziffern.

Schichtstufe mit Stufenbildner	RWR	R <sub>1</sub>	M	Res.	MxRes.	R <sub>2</sub>	Quelle für RWR
Chocolate Cliffs Shinarump Konglomerat	6,7	1	20	8	160	8	LUCCHITTA 1980
Black Mesa Dakota Sandstein	4,5	2,5	25	9	225	7	SCHMIDT
Black Mesa Salt Wash Sandstein	4,5	2,5	10	6	60	10	SCHMIDT
Chaco Canyon Pictured Cliffs Sandstein	3,7	4	40	2	80	9	SCHUMM & CHORLEY 1966
Mesa Verde Mesaverde Sandstein	3,2	5	200	2	400	5	SCHMIDT
Black Mesa Mesaverde Sandstein	3	6,5	180	2	360	6	SCHMIDT 1980a
Cedar Mesa Cedar Mesa Sandstein	3	6,5	160	5	800	4	verändert nach SCHIPULL 1980
Pink Cliffs Wasatch Formation	2	8	300	4	1200	1	SCHMIDT
Red House Cliffs Kayenta-Wingate Sandstein	1	9	150	7	1050	2	SCHMIDT
Grand Canyon Kaibab Kalkstein	0,5	10	100	10	1000	3	SCHMIDT

frühzeitig durchschnitten wie in anderen Gebieten. Auch heute ist das Paläozoikum im Kern der Circle Cliffs im Gegensatz zu anderen Aufwölbungen nur geringflächig aufgedeckt (Karte 1). Der nordwestliche Rahmen der Circle Cliffs war alttertiärer Sedimentationsraum, und wurde später von Vulkanismuserscheinungen betroffen. Auch diese Umstände verzögerten das Abtragungsgeschehen.

Waren die Schichten der Mesaverde Gruppe und auch ihr unterlagerndes Sockelgestein durch Stufenrückwanderung von den Zentren der Aufwölbungen abgeräumt, und war der stratigraphisch nächsttiefere Stufenbildner, in der Regel der Dakota Sandstein, zunächst freigelegt und dann durchschnitten worden, wurde dieser in den Prozeß der Stufenrückverlegung einbezogen. Der Vorgang der Aktivierung von Stufenbildnern konnte auf diesem Wege in immer ältere Gesteine fortschreiten, und die Stufenrückwanderung unabhängig in mehreren Niveaus gleichzeitig ablaufen. So kann die Abtragung in der Monument Aufwölbung im späten Eozän schon tief in den Kern der mesozoischen Sedimente vorgedrungen sein, nachdem sich die Mesaverde Schichtstufen schon weit von ihrem Zentrum entfernt hatten (Abb. 35). Wenn die Stufenrückwanderung, dadurch daß mehrere Stufenbildner angeschnitten worden sind, in mehreren Niveaus gleichzeitig arbeiten kann, wird sie zu einem ausgesprochen leistungsfähigen Prozeß. *Der Prozeß der Stufenrückwanderung war mithin ohne weiteres in der Lage, das im Verlauf der känozoischen Morphogenese auf dem Colorado Plateau zu erwartende Abtragungsvolumen zu verarbeiten.*

Die Dynamik der Stufenrückverlegung verläuft an den einzelnen Stufenbildnern unterschiedlich schnell. Das führt dazu, daß die langsamer zurückweichenden Stufen zu *Sammelstufen* werden, die die Abtragungsgeschwindigkeit der in stratigraphisch tieferen Gesteinen ausgebildeten Schichtstufen steuern (vgl. 5.3.2). So liegt die Dakota-Schichtstufe an der Black Mesa unmittelbar vor der Mesaverde Stufe, die Shinarump Stufe am Capitol Reef und an den Echo Cliffs unmittelbar vor der Stufe der Glen Canyon Gruppe und die Book Cliffs der Mesaverde Gruppe direkt vor den Roan Cliffs der Green River Formation. Ursachen für die *unterschiedlichen Rückverlegungsgeschwindigkeiten der Schichtstufen* sind vor allem in den *Mächtigkeits- und Resistenzunterschieden* der Stufenbildner zu suchen (Tab. 11). Hier sind auch die mit Hilfe anderer Methoden gewonnenen und aus der Literatur entnommenen Daten aufgeführt (vgl. 5.3.4.2).

Obwohl zu erwarten ist, daß Stufen mit mächtigen Stufenbildnern (z.B. Mesaverde Sandsteine) langsamer zurückverlegt werden als solche mit geringmächtigen Stufenbildnern, ergibt sich, berechnet man den Korrelationskoeffizienten für die Beziehung zwischen Rückwanderungsrate und Schichtmächtigkeit ( $r = -0,5673$ ), kein signifikanter Zusammenhang (Abb. 36a). Stark resistente Stufenbildner mittlerer Mächtigkeit neigen ebenfalls zu verzögerter Abtragung. Da die Resistenz eines Stufenbildners sich nicht in

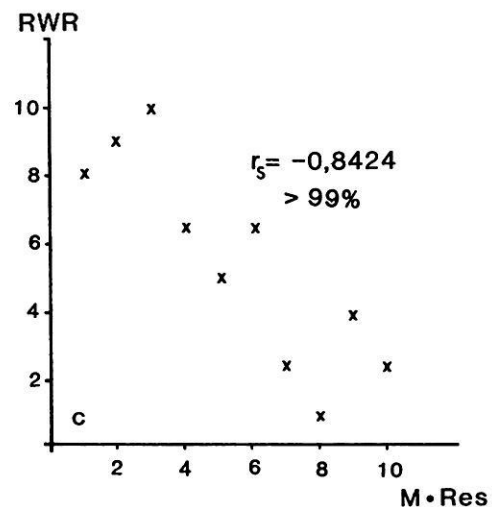
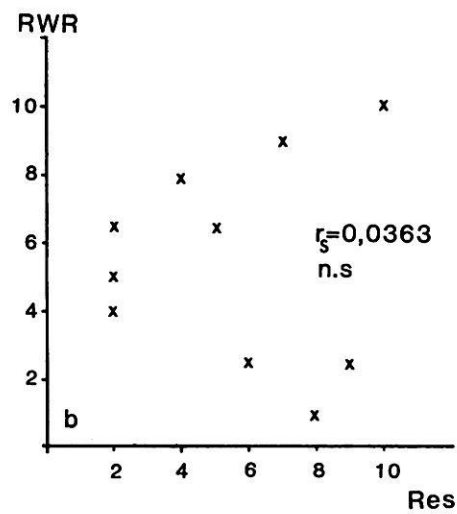
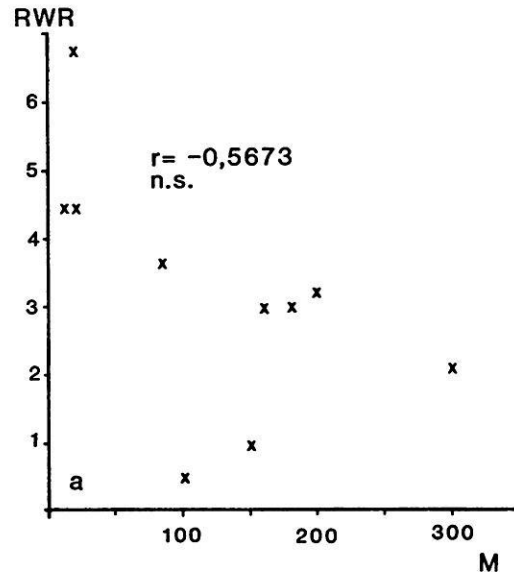


Abb. 36: Die Beeinflussung der Rückwanderungsrate durch Mächtigkeit und Resistenz der Stufenbildner.



einer metrischen Skalierung ausdrücken läßt, bietet sich für die Quantifizierung eine Ordinalskalierung in Form einer Rangordnung an. Dabei erhält das resistensteste Gestein die höchste Rangziffer (Tab. 11). Auch zwischen Resistenz und Rückwanderungsrate besteht kein statistisch signifikanter korrelativer Zusammenhang (Abb. 36b). Für diese Beziehung wurde, da die Resistenzdaten nur in Ordinalskalierung vorliegen, der Rangkorrelationskoeffizient nach SPEARMAN berechnet ( $r_s = 0,0363$ ).

Wenn man die beiden prinzipiell wichtigen Eigenschaften der Stufenbildner, Mächtigkeit und Resistenz, zusammenfaßt, indem man deren Produkt bildet, wobei große Mächtigkeit ebenso wie starke Resistenz zu einer Zunahme des Wertes des Produktes führen (deswegen wurde dem resistenstesten Gestein die höchste Rangziffer beigemessen), erhält man die Zahlen in Spalte 5 (Tab. 11). Wenn man in einem weiteren Schritt den Kombinationswert aus Mächtigkeit und Resistenz in einer Rangkorrelationsberechnung nach SPEARMAN in Beziehung setzt zur Stufenrückwanderungsrate, zeigt sich, daß zwischen beiden Größen eine hochsignifikante Korrelation besteht ( $r_s = -0,8424$ ) (Abb. 36c). Eine genau so hohe Sicherheitswahrscheinlichkeit (99%) ergibt sich, wenn man zur Kontrolle den Rangkorrelationskoeffizienten nach KENDALL ( $\tau$ ) berechnet, der für kleinere Anzahlen von Wertepaaren, wie im Beispiel, einen geeigneten statistischen Test darstellt.

Weder Mächtigkeit noch Resistenz der Stufenbildner sind für sich betrachtet allein für das Ausmaß der Stufenrückverlegungsrate verantwortlich; erst die Kombination beider Eigenschaften läßt Rückschlüsse auf die Abtragungsgeschwindigkeit zu. Daneben können andere Systemeigenschaften wie die Schichtneigung, die Neigungsrichtung, die Mächtigkeit des Sockelgesteins und die Lage zum Gewässernetz eine wichtige Rolle spielen, z.B. fördert sanfte Schichtneigung die Rückwanderungsgeschwindigkeit.

*Mächtige und resistente Stufenbildner weisen die geringsten Rückwanderungsraten auf.* Resistente, aber sehr geringmächtige Stufenbildner können sehr abtragungsanfällig sein, während große Mächtigkeiten in geringresistenten Stufenbildnern eine Abtragungsverzögerung bedingen. Die Steuerung der Rückverlegungsgeschwindigkeit durch die Eigenschaften des Stufenbildners spiegelt sich auch in der Anordnung und Reliefwirksamkeit der Stufen auf dem Colorado Plateau wider. Die in resistenten und mächtigen Stufenbildnern ausgebildeten Schichtstufen fungieren als Sammelstufen. *Die zugehörigen Stufenflächen nehmen weite Oberflächenanteile ein.* Von den auf dem Colorado Plateau weit verbreiteten Stufenbildnern haben die sowohl mächtigen wie z.T. auch sehr resistenten Sandsteine der *Glen Canyon Gruppe* die größte Reliefwirksamkeit, und der in seiner Kombination von sehr hoher Resistenz und relativ großer Mächtigkeit abtragungsverzögernd wirkende *Kaibab Kalkstein* drückt dem südwestlichen Colorado Plateau seinen Stempel auf (vgl. 5.3.2). Die reliefbestimmenden Stufenbildner können Stufenrückverlegungsraten von

unter 1 km/Mio. a bedingen, während weniger ausgeprägte Stufenbildner geringer Mächtigkeit und Resistenz in der gleichen Zeit einen Dekakilometer zurückweichen können. Beschleunigt wird die Abtragung auch in den reliefbestimmenden Stufenbildnern, wenn der Mechanismus der Achterstufenzergliederung aktiv wird (wie im Kaibab Kalkstein am Nordrand des Grand Canyon), oder wenn der Stufenbildner an mehreren Stellen durchschnitten wird.

### 5.3.5 Zusammenfassung

1. Die *Schichtstufenentwicklung* auf dem Colorado Plateau ist *einphasig* unter prinzipiell konstanten trockenklimatischen Formungsbedingungen verlaufen. Das Schichtstufenrelief ging aus einer von vorheriger andersartiger Abtragung nicht überprägten Aufschüttungsoberfläche aus oberkretazischen und alttertiären Sedimenten hervor. Das Ausgangsrelief war eine an die Schichtlagerung angepaßte Initialfläche (*Akkordanzfläche*).
2. Ausgelöst durch die initiale Zerschneidung verselbständigten sich die Talhänge zu Schichtstufen, nachdem die Abtragung in geringresistente Sockelgesteine unter resistenten Stufenbildnern vorgestoßen war. Dieser Prozeß setzte an den Rändern des Plateaus und in den Aufwölbungszonen ein.
3. Nach der Entstehung der ersten Schichtstufen in den jungen Sedimentgesteinen erfolgte die weitere Abtragung nach dem Prinzip der an den Stufenhängen orientierten lateral gerichteten Denudation in Form von *Stufenrückwanderung*. Durch die *Integrierung der lateral gerichteten Abtragungsvorgänge* ergibt sich die resultierende *Abtragungstendenz in vertikaler Richtung*.
4. Mächtige, resistente und weit verbreitete Gesteine können die Landoberfläche in weitgespannten, schichtangepaßten *Plattformen* über lange Zeiträume an sich binden und das Abtragungsgeschehen verzögern. Diese Funktion erfüllen auf dem zentralen Colorado Plateau vor allem die Sandsteine der Glen Canyon Gruppe und auf dem westlichen Colorado Plateau der Kaibab Kalkstein.
5. Voraussetzung für die Kontinuität der Schichtstufendynamik ist neben der *Prävalenz der semiariden Klimaverhältnisse* eine *fortdauernde Eintiefungstendenz* der Fließgewässer, wobei kleinere Oszillationen vernachlässigt werden können.
6. Große Teile des Colorado Plateaus hatten während des gesamten Känozoikums eine genügend große Vertikaldistanz, um das Fortdauern der Stufenrückwanderung zu gewährleisten. Ausnahmen stellen die weitflächigen Seen und deren engere Nachbarschaft

während des Alttertiärs dar; auch während des Miozäns kam es besonders auf dem westlichen Colorado Plateau im Zuge des Einflusses der Basin-und-Range-Tektonik durch Rückstau zu zeitweiliger regionaler Konstanz oder Anhebung der Erosionsbasis. Durch die *Integrierung des Coloradoentwässerungssystems* im späten Miozän und Pliozän erfuhr das Colorado Plateau einen enormen Tiefenerosionsimpuls, der einen so großen Vorrat an potentieller Energie geschaffen hat, daß dieser durch die Stufenrückwanderung noch nicht ausgeglichen werden konnte. Augenblicklich besteht ein Ungleichgewicht zwischen vertikaler Einschneidung und lateraler Abtragung an Stufenhängen, der sich in den tiefen Canyons der Gewässer des Colorado Plateaus dokumentiert.

7. In der Morphogenese des Colorado Plateaus repräsentiert die *Stufenrückwanderung* den zentralen Motor. Die Rückverlegung von Schichtstufen und die Aufzehrung der zugehörigen Stufenflächen vollzieht sich *mit unterschiedlichen Mechanismen*, der frontalen Rückverlegung von Frontstufen, der linearerosiven Zergliederung der Achterstufen und der daraus resultierenden Verlängerung des Achterstufenhangs verbunden mit einer räumlich verbreiteteren Wirksamkeit der Stufenhangdynamik, der Zergliederung der Stufenfläche durch konsequente Gewässer sowie der ubiquitären Aufzehrung von bereits zergliederten Stufenflächen durch Zirkumdenudation. Förderlich für die Wirksamkeit der drei letztgenannten Mechanismen ist eine enge Nachbarschaft zur Vorflut und/oder eine große Vertikaldistanz.
8. Um die Leistungsfähigkeit der Stufenrückwanderung beurteilen zu können, ist es notwendig, *Stufenrückwanderungsraten* ( $L/t$ ) quantitativ zu erfassen. Dazu wurde eine neue Methode zur Ermittlung von Stufenrückwanderungsraten benutzt (Black Mesa, Mesa Verde, Pink Cliffs, Roan Cliffs). Zusätzliche Daten sind aus anderen indirekten Methoden hergeleitet (Zeugenberge, Vulkanschlottfüllungen) oder stammen aus der Literatur (Tab. 11). Es wurden bei den erfaßten Stufenbildnern Rückwanderungsraten zwischen 0,5 und 6,7 km/Mio. a (0,5 bis 6,7 m/1000 a) festgestellt.
9. Die mit Hilfe der neuen Methode berechneten Daten zur Stufenrückverlegung dienten als Grundlage für ein vereinfachtes *geomorphogenetisches Modell*, mit dem die Lage der Stufenränder für die einzelnen Phasen der Reliefentwicklung festgelegt werden konnte (Abb. 35). Das Modell zeigt, daß die Mesaverde Schichtstufen (Black Mesa, Mesa Verde, Book Cliffs) durch postlaramische Stufenrückverlegung, im Modell von den Aufwölbungszonen bei zentraler Stellung der Monument Aufwölbung ausgehend, bis in ihre heutigen Positionen gelangen konnten, und daß die großflächigen Lücken in der vormals ge-

schlossenen Bedeckung mit Mesaverde Schichten allein durch Stufenrückwanderung erklärt werden können.

10. Für die Rückwanderung der Schichtstufen in den mächtigen alttertiären Sedimenten stand nur die Zeit vom jüngeren Eozän bis heute zur Verfügung. Der Zeitraum reicht bei Zugrundelegung der Stufenrückwanderungsraten (Pink Cliffs, Roan Cliffs) nicht aus, um eine geschlossene Bedeckung mit alttertiären Sedimenten vom Colorado Plateau entfernt haben zu können. Die für das ausgehende Eozän berechnete Lage der Stufenränder gibt einen approximativen Eindruck von der maximalen Ausdehnung der alttertiären limnischen Sedimente. Durch diesen Befund kann auf anderem Wege die Vorstellung bestätigt werden, daß die alttertiäre Sedimentation auf Becken beschränkt war, und die Aufwölbungszonen weitgehend frei von tertiären Sedimenten blieben.
11. Nachdem die Mesaverde Schichtstufen sich von den Zentren der Aufwölbungszonen und von den Rändern des Plateaus zurückgezogen hatten, konnten dort sukzessive immer ältere Schichten von der Abtragung erfaßt werden, und die *Stufenrückwanderung* konnte dann *gleichzeitig in mehreren Niveaus* unabhängig voneinander ablaufen. Sie wird dadurch zu einem *enorm leistungsfähigen Prozeß*, der ohne weiteres dazu in der Lage war, das während des Känozoikums vom Colorado Plateau entfernte Abtragungsvolumen zu verarbeiten.
12. An den einzelnen Stufenbildnern läuft die Dynamik der Stufenrückverlegung unterschiedlich schnell ab. Die langsamer zurückweichenden Stufen werden zu *Sammelstufen*, die die Abtragungsgeschwindigkeit der in stratigraphisch tieferen, weniger ausgeprägten Stufenbildnern ausgebildeten Stufen steuern.
13. Bei den erfaßten Stufen (Tab. 11) sind die prinzipiell wirksamen Faktoren bei der *Steuerung der Geschwindigkeit der Stufenrückwanderung* die *Mächtigkeit* und die *Resistenz* der Stufenbildner. Jedoch sind weder Mächtigkeit noch Resistenz für sich allein betrachtet in ihrer Einflußnahme bedeutend genug, um die Variation der Rückwanderungsraten zu erklären, erst die Kombination beider Eigenschaften steuert die Rückverlegungsgeschwindigkeit signifikant.

## 5.4 Morphodynamik der Strukturformen

### 5.4.1 Vorbemerkung

In eine Analyse der ariden Morphodynamik der Strukturformen muß der differenzierende Einfluß von unabhängigen Steuerungsfaktoren des Formenbildungskomplexes einbezogen werden. Die Prozesse am Stufenhang führen

zwar an allen Schichtstufen zu deren Rückverlegung (vgl. 5.3.4), und linearerosive Tätigkeit führt auf allen Stufenflächen zu deren Zerschneidung, Zergliederung und Aufzehrung, und die geringresistenten Sockelgesteine werden von allen Stufenflächen entfernt, doch sind die zugehörigen Prozesse je nach der Ausprägung einzelner Steuerungsfaktoren sehr unterschiedlich gestaltet in Art und Intensität, was zu differenzierter Formung, Formungsgeschwindigkeit und zu unterschiedlichen resultierenden Formeigenschaften der Reliefformen und Formenelemente führt.

Vorab muß die kontrovers diskutierte Frage nochmals aufgegriffen werden, ob die rezente aride Morphodynamik eine Phase weitgehender Formungsruhe durchmacht, oder ob sie sich durch hohe Formungsaktivität auszeichnet.

#### 5.4.2 Der Charakter der rezenten ariden Morphodynamik

"Durch rezente arid-morphodynamische Abtragungsmechanismen uneingeschränkt geprägte Schichtstufenreliefs sind Stufenhang und Fußfläche von Black Mesa, Tyende Mesa (zwischen Black Mesa und Monument Valley gelegen, d. Verf.), Mesa Verde ..." (BARTH & BLUME 1973: 85). "An sehr vielen Stellen lehrt jedoch schon der erste Augenschein, daß ausgesprochene Formungsruhe herrscht" (MORTENSEN 1953: 8). Beiden Zitaten liegen geomorphologische Untersuchungen auf dem Colorado Plateau zugrunde, sie zeigen in deutlicher Weise die Gegensätzlichkeit der Anschauungen über die Wirksamkeit der rezenten ariden Morphodynamik. Von den Autoren, die für die Jetztzeit einen Zustand weitgehender Formungsruhe annehmen, werden die Zeiten erhöhter Aktivität in die pleistozänen Pluviale gestellt (AHNERT 1960) (vgl. 5.1.3).

Viele der geologischen Untersuchungen von Teilgebieten des Colorado Plateaus zeigten sich auch an quartären Sedimenten und damit auch an Rutschungen und der Schuttbefdeckung von Stufen- und Talhängen und deren Datierung interessiert und verfolgten die Aktivität von Hangprozessen.

"They (the slides, d. Verf.) appear to have survived from a more humid climate when conditions were more conducive to weathering and recession of cliffs" (HUNT 1953: 171). HUNT stützt seine Argumentation vor allem darauf, daß die Felswände und auch die Schuttblöcke am Hangfuß eine Patinierung (desert varnish) tragen, und daß an Wänden häufig noch indianische Felszeichnungen (pictographs, petroglyphs) gut erhalten sind. Dabei bleibt unberücksichtigt, daß sich zum einen die Patinierung auch an offenen Klüften bilden kann, und deswegen ein dunkler Überzug nicht notwendigerweise auf eine lange subaerische Exposition hindeuten muß, und daß zum anderen weitflächige Wandbereiche frei von einer Patinierung sind oder nach Abbrüchen erst wieder Ansätze einer Patinierung zeigen. Zudem deuten einige Anzeichen darauf hin, daß die Patinierung sehr schnell erfolgen kann (vgl. SCHIPULL 1980).

Auch zeigen nicht alle *Felszeichnungen* einen guten Erhaltungszustand. Bei vielen ist festzustellen, daß große Teile bereits der Rückwitterung der Wand zum Opfer gefallen sind, so die aus der Fremont Kultur (700 bis 900 BP) stammenden Felszeichnungen in einer Nische im Navajo Sandstein im Durchbruch des South Temple Wash durch das San Rafael Reef, oder die Felszeichnungen im DeChelly Sandstein an den Wänden des Canyon de Chelly westlich der Chuska Mountains. Außerdem zeigen die heute noch gut erhaltenen Felszeichnungen auch nur, daß an dem betreffenden Wandabschnitt keine Rückwitterung stattgefunden hat. Es ist aber nicht bekannt, wieviele Felszeichnungen bereits durch Wandabtragung verschwunden sind. So wird im Visitor Center des Capitol Reef National Monument berichtet, daß in dessen Nachbarschaft eine Felszeichnung durch einen rezenten Felssturz zerstört worden ist. Derartige Ereignisse werden viele Relikte der frühen Besiedlung zerstört haben, ohne daß sie je der Beobachtung zugänglich waren. Im Canyon de Chelly, der wegen seiner zahlreichen Pueblos aus dem 13. Jahrhundert in den Felsnischen des De Chelly Sandsteins eine besondere Attraktion darstellt, sind nicht nur einige Felszeichnungen beschädigt, auch sind die künstlichen Vertiefungen im Felsen (toe and finger holes), die den Aufstieg zu den Pueblos ermöglichten, z.T. schon der Abtragung zum Opfer gefallen.

STRAHLER (1940) beschreibt *gravitative Massenbewegungen* in Form von Schollenrutschungen (slump blocks) und Felsrutschungen (rockslides) oft erheblichen Ausmaßes von den Vermilion Cliffs (bei Kanab in Südutah, vgl. Karte 1) und Echo Cliffs (vgl. Abb. 3), deren Oberhang aus Gesteinen der Glen Canyon Gruppe und deren Sockel aus der Chinle Formation besteht. Er hält die Anlage der großen Rutschungen in Phasen höheren Niederschlags für wahrscheinlich. Auch MULLENS (1960), dessen Arbeitsgebiet an den Clay Hills (Red House Cliffs südwestlich des in Abb. 29 erfaßten Gebietes) lag, stellt die Entstehung der zahlreichen, bis 800 m Länge erreichenden, die Chinle Formation und den Wingate Sandstein umfassenden Schollenrutschungen in pluviale Zeiträume. Ähnlich argumentiert REICHE (1937), der aber auch zwei Rutschungen aus den Jahren 1870 und 1927 beschreibt. Von SCHUMM & CHORLEY (1964) wird eine große Rutschung im Chaco Canyon National Monument aus dem Jahre 1941 geschildert.

Stufenhangabtragung geringerer Größenordnung, kleinere Steinschlagereignisse (rockfalls), wurden auch von STRAHLER (1940: 293) beobachtet. "During the course of the summer it was noted that a few fresh scars appeared upon the higher portions of the Echo Cliffs, suggesting that rockfall is now an active process." PHOENIX (1963: 40) weist ebenfalls auf die hohe Felssturzaktivität in seinem Untersuchungsgebiet hin. "After severe summer rains and during early spring the Vermilion and Echo Cliffs sometimes resound with the noise of falling rocks. The blocks that fall are sometimes 15 or 20 feet in diameter." Auch HUFF

& LESURE (1965) betonen die momentane Aktivität der Stufenrückwanderung (cliff retreat) im Gebiet des Montezuma Canyon (vgl. Abb. 16) und berichten von einem größeren Felssturzereignis im Jahre 1957, das den Salt Wash Sandstein erfaßte.

Bei DAVIDSON (1967: 57) klingt eine gewisse Kontinuität der Formung an, wenn auch er größere Aktivität während humiderer Phasen für wahrscheinlich hält. "Some slides are recent in age and overlie recent alluvium, but most probably occurred during the latest glaciation of the area (Wisconsin age) when the climate was more humid than it is now." Ähnliches ist bei SHAWE et al. (1968: 100) zu lesen. "Although most of the landslides in the district are thought to be old, at least three small slides occurred during the period 1953-56. We observed these slides shortly after they occurred, each after heavy autumn rains." Erfast wurden hier die Burro Canyon Formation und der Salt Wash Sandstein.

Im Canyon de Chelly konnten über datierbare holozäne Terrassensedimente auch *Felssturzereignisse* entsprechenden Alters datiert werden. Eine Häufung von Felssturzereignissen lag zwischen 800 und 900 AD (frdl. mdl. Mitt. T.N.V. KARLSTROM 1978), und damit in einer Zeit, die innerhalb der sekundären Klimafluktuations des Holozäns auf dem Colorado Plateau einer Trockenphase zugeordnet wird (KARLSTROM 1978). Auffallendes Zeichen der rezenten Felssturzaktivität im Canyon de Chelly sind die verstorzten Pueblos am Sliding Rock.

SCHUMM & CHORLEY (1966) haben durch Befragung der Verwaltungen von National Parks und National Monuments eine Fülle von Datenmaterial über rezente Rutschungen und Felsstürze zusammengetragen, das eine hohe gegenwärtige Aktivität dieser Prozesse dokumentiert. Darüber hinaus konnten SCHUMM & CHORLEY (1966) auch experimentell nachweisen, daß die Verwitterungsprozesse auf dem Colorado Plateau rezent sehr leistungsfähig sind.

Der Autor selbst konnte bei seinen Geländeaufenthalten einzelne kleine Steinschlagereignisse beobachten, sowie ein größeres am 31.8.1978 im Capitol Reef bei klarem Sommerwetter, das eine einen Quadratmeter große und mehrere Zentimeter dicke Platte aus Navajo Sandstein erfaßte. Neben den von Bewohnern, Parkrangern und im Gelände arbeitenden Geologen und Geographen direkt beobachteten und beobachtbaren Denudationsprozessen wird an den Stufenhängen des Colorado Plateaus eine Vielzahl von Ereignissen unbemerkt abgelaufen sein. Unangenehme Konsequenz dieser Prozesse ist, daß viele der während der Uranprospektion der 50er und 60er Jahre angelegten Jeep Trails durch Schutthalden und herabgestürzte Blöcke unpassierbar geworden sind.

Man muß bezüglich der hygrischen Eigenschaften unterscheiden zwischen den trockenen und feuchten Massenbe-

wegungen; zu letzteren gehören die Felsrutschungen (rockslides) sowie Schollenrutschungen und Schollengleitungen (slump blocks, rotational slides, torea blocks nach REICHE 1937). Diese sind bevorzugt in Zusammenhang mit feuchteren Phasen gesehen worden (STRAHLER 1940, HUNT 1953, MULLENS 1960). Jedoch genügt auch schon die episodische Durchfeuchtung von tonigem Sockelgestein, um diese Prozesse aktiv werden zu lassen, wie aus der Beschreibung rezenter Rutschungen abzuleiten ist (REICHE 1937, SCHUMM & CHORLEY 1964, 1966, SHAWE et al. 1968). Dazu sind auch die innerhalb des arid-morphodynamischen Systems vorkommenden Starkniederschläge in ausreichendem Maße in der Lage.

In einer Reihenfolge der Größenordnung kann man die gravitativen Prozesse der Stufenhänge in folgender Weise ordnen: Schollenrutschungen, Felsrutschungen und Felsstürze, Steinschlag, Absanden. Die Reihenfolge der Häufigkeit ihres Auftretens hat ein umgekehrtes Aussehen. Absanden kann man täglich beobachten, Steinschlagereignisse erlebt man schon bei kürzeren Geländeaufenthalten, Felsstürze und Felsrutschungen sind an verschiedener Stelle in den letzten Jahren beobachtet worden, ebenso die selteneren großen Schollenrutschungen.

Es ist auffällig, daß diejenigen Autoren, die Phasen stärkerer Aktivität unter humideren Klimabedingungen vermuten und momentan weitgehende Formungsruhe annehmen (STRAHLER 1940, MULLENS 1960 u.a.), sich auf die Schollenrutschungen und damit auf Ereignisse hoher *Größenordnung* und geringer *Häufigkeit* beziehen. Die rezente Wirksamkeit von Ereignissen geringer Größenordnung wird dagegen nicht bestritten (STRAHLER 1940). Die Beobachtung der rezenten ariden Morphodynamik umfaßt nur die letzten 100 Jahre, damit nur den hundertsten Teil des Holozäns. Wenn Prozesse geringer Frequenz innerhalb von kurzen Zeiträumen von den jeweiligen Beobachtern nicht registriert werden konnten, muß das kein Hinweis auf deren rezente Passivität sein.

Man muß längere Zeitmaßstäbe anlegen, um die Aktivität oder Passivität von geringfrequenten Ereignissen hoher Größenordnung zu beurteilen. Das entspricht der schon von AHNERT (1955: 90) geäußerten Feststellung, daß sich entsprechend den räumlichen Größenordnungen auch die zeitlichen Größenordnungen verschieben. Die *räumliche Dekonzentration* und die *zeitliche Diskontinuität der Ereignisse* an Schichtstufenhängen (SCHMIDT 1980a, vgl. 5.1.4) nimmt mit deren Größenordnung zu.

Die Morphodynamik auf dem Colorado Plateau war und ist bestimmt durch das arid-morphodynamische System, unter dessen Steuerung sowohl hoch- wie niedrigfrequente gravitative Prozesse rezent aktiv sind. Man kann eine langandauernde Kontinuität der abtragungintensiven arid morphodynamischen Bedingungen ohne prinzipielle Veränderungen (MENSCHING 1968) voraussetzen, die bis weit in die geomorphogenetische Vergangenheit reichte

(vgl. 3, 4). Die diskontinuierlichen Prozesse des Stufenhangs konnten sich im quasikonstanten Rahmen des aridomorphodynamischen Systems entfalten. Kleinere *klimatische Oszillationen*, wie sie in der holozänen Aufschüttung und Zerschneidung von Lockermaterialkomplexen (alluvial fills) dokumentiert sind (HACK 1942, COOLEY 1962, SUTTON 1974, KARLSTROM et al. 1974, AGENBROAD 1975, KARLSTROM 1978, HEREFORD 1984), wirkten sich ebenso wie die gewiß stärkeren Klimaschwankungen des Pleistozäns nur im Sinne einer *Intensitätsskalierung* graduell modifizierend auf die Vorherrschaft der ariden Morphodynamik auf den Stufenhängen aus. In einem Simulationsmodell für kleine Einzugsgebiete des Colorado Plateaus konnte im übrigen gezeigt werden, daß Aufschüttungs- oder Zerschneidungstendenzen der Vorflut sich nur sehr träge (Zehntausende von Jahren) hangaufwärts bemerkbar machen (VANDERPOOL 1982).

Häufig wird den Ereignissen hoher Größenordnung die Funktion als Gradmesser für Formungsaktivität oder -passivität zugewiesen. Dabei sind es nicht die Ereignisse hoher Größenordnung, die den größten Teil der oder gar die alleinige Formungsaktivität bewirken. Ein Denkmodell mag das verdeutlichen.

Man kann nach Beobachtungen und Angaben aus der Literatur (REICHE 1937, STRAHLER 1940, MULLEN 1960, SCHUMM & CHORLEY 1966, HUFF & LESURE 1965, SHAWE et al. 1968, FORD et al. 1976) veranschlagen, daß die verschiedenen gravitativen Bewegungen im Durchschnitt Massen in folgender Größenordnung verlagern:

- Absanden  $10^3$  g
- Steinschlag  $10^4$  g
- Felssturz, Felsrutschung  $10^7$  g
- Schollenrutschung  $10^9$  g.

Es handelt sich hier um Durchschnittszahlen, besonders zwischen Steinschlag und Felssturz oder Felsrutschung und Schollenrutschung können die Übergänge fließend sein. Bei Schollenrutschungen sind Abweichungen nach oben um mehrere Zehnerpotenzen in Einzelfällen möglich.

Die geringe Massenverlagerung beim Absanden wird z.T. aufgewogen durch die große Häufigkeit, die die der Großereignisse um einige Zehnerpotenzen übersteigt. Erst das Produkt aus Größenordnung und Häufigkeit dokumentiert die Wirksamkeit der einzelnen Prozesse. Es ist wahrscheinlich, daß in der gravitativen Denudation der Stufenhänge ähnlich wie in der fluvialen Dynamik (WOLMAN & MILLER 1960) nicht katastrophale Ereignisse dominierende Wirkung zeigen, sondern Ereignisse mittlerer Größenordnung und Häufigkeit.

Wenn man das Konzept von Größenordnung und Häufigkeit und das Konzept von räumlicher Dekonzentration und zeitlicher Diskontinuität der Abtragung an Stufenhängen

auf deren Rückwanderungsraten anwendet, kann man ableiten, daß ein Stufenhangabschnitt durchaus über lange Zeiträume in bezug auf Ereignisse hoher Größenordnung stabil sein kann, daß aber dennoch keine Formungsruhe herrscht. Er kann an anderer Stelle in um so stärkerer Weise angegriffen werden und an der "stabilen" Stelle durch kleinere Ereignisse. Die Rückwanderungsrate als durchschnittlicher Wert der Hangrückverlegung ergibt sich erst aus der *zeitlichen Integration* der Prozesse unterschiedlicher Häufigkeit und der *räumlichen Integration* der einzelnen Hangabschnitte.

Die Tendenz zu bestimmten Typen der gravitativen Denudation und der Häufigkeitsverteilung der Ereignisse am Stufenhang wird selbstverständlich auch durch die lithologischen Eigenschaften von Stufenbildner und Sockelgestein gesteuert. Dabei werden insbesondere Stufenhänge mit bentonitischen Sockelgesteinen von Schollenrutschungen betroffen, und grobklüftige, fest verbackene Stufenbildner neigen eher zu Felsstürzen, während weniger verfestigte Sandsteine leichter vom Absanden betroffen werden. Auf diese Variierung der Prozesse wird bei der Betrachtung der Formungsdifferenzierung durch die einzelnen Steuerungsfaktoren eingegangen werden.

Neben den gravitativ-denudativen Prozessen spielen in der rezenten Morphodynamik Abspülung und linearerosive Prozesse besonders an den Unterhängen und bei der Abräumung von Sockelgesteinsmaterial von den Stufenflächen eine bedeutende Rolle. Die Leistung der fluvialen Abtragung dokumentiert sich im *Feststofftransport der Fließgewässer*.

Auf der Grundlage von Untersuchungen zur Sedimentation im Lake Mead in den Jahren 1935-48 wurde eine Oberflächenerniedrigung des Coloradoeinzugsgebietes oberhalb des Lake Mead, bezogen auf anstehendes Gestein, von einem Fuß pro 2150 Jahre berechnet (SMITH et al. 1960). Das entspricht, ausgedrückt als Denudationsrate in der gebräuchlichsten Dimension (mm/1000 a), einem Wert von 142 mm/1000 a.<sup>45</sup> Oberhalb des Grand Canyon liegt die Denudationsrate des Coloradoeinzugsgebietes bei 165 mm/1000 a (RITTER 1967), Nach HOLEMAN (1968) bei 152 mm/1000 a.

Umfangreiches Datenmaterial kann den Veröffentlichungen des U.S. GEOLOGICAL SURVEY zur Qualität des

<sup>45</sup> Der Begriff der Denudationsrate als auf die Gesamtfläche des Einzugsgebietes bezogene durchschnittliche Oberflächenerniedrigung wird hier lediglich als Anschauungshilfe für sonst wenig konkretisierbare Mengenangaben verwendet. Überdies macht die Angabe von Denudationsraten unterschiedlich große Einzugsgebiete anschaulich vergleichbar. Selbstverständlich wird nicht vorausgesetzt, daß sich die Einzugsgebiete tatsächlich gleichförmig tieferschalten. Das würde auch sämtlichen bisher in dieser Arbeit vorgestellten Konzepten zur Schichtstufenmorphogenese widersprechen.

Tab. 12: Abtragungsleistungen und Denudationsraten von Einzugsgebieten auf dem Colorado Plateau (nur Schwebstoffe).

Fluß	Meßstelle Meßzeitraum	Abtragungsleistung (t/km <sup>2</sup> a)	Denudationsrate (mm/1000 a)
San Rafael River	Green River, Utah 1914-1957	193	77
Green River	Green River, Utah 1930-1957	179	72
Dirty Devil River	Hite, Utah 1914-1957	402	161
Escalante River	Mündung 1951-1955	306	122
San Juan River	Shiprock, New Mexico 1914-1957	831	332
San Juan River	Bluff, Utah 1914-1957	565	226
Paria River	Lees Ferry, Arizona 1914-1957	592	237
Colorado	Lees Ferry, Arizona 1914-1957	329	132
Little Colorado River	Cameron, Arizona 1964-1969	173	69
Colorado	Grand Canyon, Arizona	380	152

Oberflächenwassers entnommen werden.<sup>46</sup> Wertvolle Information liefert auch die kommentierte Datensammlung von IORNS, HEMBREE & OAKLAND (1965). Nach den vorliegenden Daten zum Schwebstofftransport können als Auswahl einige Zahlen zu Abtragungsleistungen und Denudationsraten von verschiedenen Einzugsgebieten aufgeführt werden (Tab. 12).<sup>47</sup> Der Anteil der Bodenfracht ist bei diesen Angaben nicht berücksichtigt. Er dürfte nach Erfahrungswerten die Raten noch um einige Prozentpunkte erhöhen. Die allein auf der Grundlage der Beobachtung der Schwebfracht berechneten Denudationsraten liegen zwi-

schen 69 und 332 mm/1000 a (weitere Information bei SCHMIDT 1985).

Damit liegen die Werte z.T. um mehr als eine Zehnerpotenz höher als in den humiden Außertropen und deuten auf eine äußerst intensive rezente Morphodynamik hin. In den Werten spiegelt sich der Trend wider, der sich in der bekannten Kurve von LANGBEIN & SCHUMM (1958) ausdrückt. Wenn die Niederschläge 500 mm übersteigen, nimmt die Sedimentproduktion stark ab. Die semiariden Gebiete gelten allgemein als Zonen erhöhter Abtragungsleistung, was sich durch die lückenhafte Vegetation, häufige Starkregen und die damit verbundene Dominanz des abtragungswirksamen Oberflächenabflusses erklären läßt (SCHMIDT 1985).

Daß die auf der Grundlage der Schwebfrachtmessungen der letzten Jahre berechneten Denudationsraten auch im Hinblick auf die im Verlauf des Känozoikums erbrachte Abtragungsleistung in der richtigen Größenordnung liegen und brauchbare Anhaltspunkte liefern, zeigt folgende Überlegung.

Eine Station relativ langjähriger Beobachtung, die repräsentativ ist für einen großen Teil des Arbeitsgebietes liegt

46 U.S. GEOLOGICAL SURVEY: Quality of surface Waters of the United States 1960 ff., Parts 9 u. 10, Colorado River Basin and The Great Basin. U.S. Geol. Surv. Water Supply Papers, Washington 1967 ff.

47 Die Umrechnung der Daten von angelsächsischen Maßeinheiten in das metrische System erfordert dabei einige Vorsicht. Die Abtragungsleistung in Tonnen wird auf die Quadratmeile bezogen, und die Massenangaben werden in short tons aufgeführt (1 short ton = 0,9072 metrische Tonnen). Um die Abtragungswerte von t (short)/mi<sup>2</sup> in t/km<sup>2</sup> umzurechnen, benutzt man einen konstanten Faktor von 0,35. Um die Abtragungsleistung in eine Denudationsrate umzurechnen, wird eine durchschnittliche Dichte des abgetragenen Materials von 2,5 angenommen.

am Colorado bei Lees Ferry (Tab. 12). Hier wurde für die Zeit vor der Anlage des Lake Powell eine Denudationsrate von 132 mm/1000 a berechnet. Extrapoliert man diesen Wert zurück in die geomorphogenetische Vergangenheit, errechnet sich ein Gesamtabtrag von ca. 5000 m für die letzten 40 Mio. Jahre, für den Zeitraum also, nach dem die limnische Binnensedimentation auf dem Colorado Plateau abgeschlossen war. Wenn man bedenkt, daß im Verlauf des Miozäns die Abtragung bedingt durch tektonische Ereignisse stellenweise retardiert abgelaufen sein mag, und daß gegenüber dem älteren Tertiär wegen der erhöhten Reliefenergie durch die Integrierung des Coloradoentwässerungssystems (vgl. 5.3.3) heute mit einer vergleichsweise hohen Abtragungsleistung zu rechnen ist, deckt sich der berechnete Denudationsbetrag trotz des minimalen Beobachtungszeitraums gut mit der Mächtigkeit der seit dem Beginn der Morphogenese vom Colorado Plateau entfernten Schichten.

In den einzelnen Schichten läuft die fluviale Abspülungs- und Linearerosionsdynamik unterschiedlich schnell ab. Sie ist gering in den resistenten Stufenbildnern und erreicht maximale Werte in den weichen Tongesteinen. Das zeigt sich auch in der hohen Abtragungsleistung des San Juan River bei Shiprock, New Mexico (Tab. 12), wo oberhalb der Meßstation weiche tertiäre und oberkretazische Sedimente anstehen (vgl. Karte 1). Abtragungsmessungen an den Echo Cliffs in den weichen bentonitischen Tonen der Petrified Forest Fazies der Chinle Formation ergaben in einer langjährigen Messung Denudationsraten von 5,7 mm/a an steilen Hängen, die sich an flacheren Hängen und im Stufenvorland halbierten (COLBERT 1966). Am Fuß der Book Cliffs im weichen Mancos Shale lagen die durchschnittlichen Abtragungsbeträge über einen Beobachtungszeitraum von 20 Jahren je nach Gefälle und Nutzung der Meßareale und nach der Fazies des Mancos Shale zwischen 0,2 mm/a und 2,2 mm/a (LUSBY 1979).

Während eines einzelnen Niederschlagsereignisses kann es in demselben Gebiet zu einer Oberflächenerniedrigung von 2,7 mm kommen (HADLEY & LUSBY 1967). Messungen von EARDLEY (1966) in den Hohen Plateaus ergaben ebenfalls recht hohe Denudationsraten mit Werten von 431 mm/1000 a und 838 mm/1000 a.

Die verschiedenen Wege der Argumentation, Überprüfung und Wertung der zur Verfügung stehenden Beobachtungen und Informationen zur gravitativen Denudation an Stufenhängen auch im Lichte des Konzepts von Größenordnung und Häufigkeit und die Analyse der Meßdaten zur fluvialen Dynamik-, führen zu demselben Ergebnis. Die rezente aride Morphodynamik des Colorado Plateaus ist in ihrem Charakter geprägt durch *starke Formungsaktivität*, die in der Vergangenheit nur graduellen Schwankungen unterworfen gewesen ist.

## 5.4.3 Variable im morphodynamischen System der Strukturformen

### 5.4.3.1 Die unabhängigen Steuerungsfaktoren

Im vorgegebenen Rahmen der aktiven ariden Morphodynamik vollzieht sich die Gestaltung der Strukturformen in einem komplexen System, in dem mehrere unabhängige Steuerungsfaktoren Einfluß auf die Formungsprozesse und darüber auf die Formeigenschaften der Reliefformen und Formenelemente nehmen. Wegen der wie in einer Versuchsanordnung gegebenen sehr starken Unterschiedlichkeit der Ausprägung der einzelnen Steuerungsfaktoren wird eine hohe Formendifferenzierung erreicht.

In einem System wird unterschieden zwischen unabhängigen und abhängigen Variablen. Die unabhängigen Variablen steuern Wirkungsweise und Eigenschaften der abhängigen Variablen. Einer der wichtigsten unabhängigen Steuerungsfaktoren im globalen Rahmen ist das *Klima*, was sich im Konzept der klimatischen Geomorphologie BÜDELS widerspiegelt. In der Erklärung der Formendifferenzierung der Strukturformen des Colorado Plateaus kann weder die klimatische Geomorphologie noch die klimagenetische Geomorphologie angewendet werden, da sich das Klima weder räumlich signifikant ändert noch sich zeitlich prinzipiell verändert hat. Die Randzonen des Colorado Plateaus mit den höheren Niederschlägen (> 350 mm, vgl. Abb. 6) wurden in der Analyse nicht berücksichtigt. Andere auch im Rahmen der überregionalen Formendifferenzierung häufig zu wenig beachtete Steuerungsfaktoren sind für die Morphodynamik der Strukturformen des Colorado Plateaus von ausschlaggebender Bedeutung und darüber hinaus für andere Gebiete mit trockenklimatischer Formungsaktivität. Die wichtigsten unabhängigen Steuerungsfaktoren im morphodynamischen System der Strukturformen sind:

1. Lithologische und strukturelle Eigenschaften des Stufenbildners
2. Lithologische und strukturelle Eigenschaften des Sockelgesteins
3. Mächtigkeit des Stufenbildners
4. Mächtigkeit des Sockelgesteins
5. Mächtigkeitsrelation
6. Schichtneigung
7. Neigungsrichtung
8. Lage zum Gewässernetz
9. Lage zur Erosionsbasis.

Die einzelnen Steuerungsfaktoren sollen kurz inhaltlich und im Hinblick auf Möglichkeiten ihrer Quantifizierung erläutert werden. Die *lithologischen Eigenschaften der Stufenbildner und Sockelgesteine* (Steuerungsfaktoren 1, 2) sind im Anhang ausführlich beschrieben und in einer Übersichtstabelle dargestellt (Tab. 9). Für eine Quantifizierung

der Variablen bietet sich eine Ordinalskalierung nach dem Maß der Resistenz der Stufenbildner bzw. Sockelgesteine an. Eine Rangordnung der Resistenz ist für einige Stufenbildner im Hinblick auf die unterschiedlichen Rückwanderungsraten bereits aufgestellt worden (vgl. 5.3.4, Tab. 11). Die Resistenz der Gesteine ergibt sich aus deren Verwitterungsempfindlichkeit und Abtragungswiderständigkeit. Bestimmend sind dabei die primären lithologischen Eigenschaften wie stoffliche Zusammensetzung, insbesondere des Bindemittels, das Grobgefüge und Feingefüge. Die Resistenz ist als Kombinationsgröße nicht meßbar, sondern muß aus einer Verknüpfung der Primäreigenschaften beurteilt werden. Die *Resistenzrangskalierung* ist deswegen nur als ein sehr grobes Raster zu werten, das die Einzeleigenschaften der Gesteine nur wenig berücksichtigen kann. Wenn bestimmte Steuerungseinflüsse von besonderen Merkmalen der Stufenbildner oder Sockelgesteine ausgehen, werden diese in den einzelnen Kapiteln deskriptiv dargestellt. Für einzelne Stufenbildner und Sockelgesteine wird der steuernde Einfluß der anderen Faktoren (3 bis 9) separat untersucht, und damit ein besonderes Gewicht auf deren spezielle lithologische Eigenschaften gelegt.

Die *Mächtigkeiten* und Mächtigkeitsspannweiten von Stufenbildnern und Sockelgesteinen (Steuerungsfaktoren 3, 4) sind in Tab. 9 aufgeführt. Die Mächtigkeit eines Schichtpakets ist eindeutig definiert; die Daten zur Schichtmächtigkeit sind metrisch skaliert und bieten sich deswegen für statistische Verfahren an. Die Mächtigkeiten der Stufenbildner schwanken zwischen Werten unter 10 bis über 500 m, die Mächtigkeiten der Sockelgesteine zwischen Werten um 10 bis über 1000 m.

Die *Mächtigkeitsrelation* (Steuerungsfaktor 5) wird ausgedrückt als Quotient zwischen der Mächtigkeit des Sockelgesteins und der Mächtigkeit des Stufenbildners. Die Mächtigkeitsrelation nimmt Werte von unter 1, der Stufenbildner ist mächtiger als das Sockelgestein, bis über 10 an.

Die *Schichtneigung* (Steuerungsfaktor 6) wird ebenfalls in metrischer Skalierung angegeben und läßt deswegen präzise statistische Aussage zu (vgl. SCHMIDT 1980b). Die Schichtneigungen füllen die Spannweite zwischen horizontal und vertikal, wobei Neigungen über 35° seltene Ausnahmen darstellen.

Bei der *Neigungsrichtung* (Steuerungsfaktor 7) werden nur zwei Kategorien gebildet, die sich qualitativ in der Richtung des Einfallens der Schichten unterscheiden. Es wird differenziert zwischen Frontstufen, bei denen die Schichten in den Stufenhang hinein einfallen und Achterstufen, wo die Schichtneigung in Richtung des Stufenvorlandes verläuft. Auf diesen Steuerungsfaktor ist nur die einfachste Form der Quantifizierung anwendbar, die Nominalskalierung als Einteilung von Objekten und Eigenschaften in Gruppen. Die Verwendbarkeit nominal skalierten Daten für statistische Untersuchungen ist beschränkt.

Auch die *Lage zum Gewässernetz* (Steuerungsfaktor 8) läßt sich nur nominal skalieren. Es wird klassifiziert in drei Kategorien.

- Am Hangfuß verläuft ein stufenparalleles, subsequentes Gewässer.
- Die Stufe wird durch Fremdgewässer zergliedert.
- Die Stufe bleibt unbeeinflusst von diesen besonderen Bedingungen.

In diesem Zusammenhang werden Schichtstufendurchbruchstäler oder solche Gewässer als Fremdgewässer bezeichnet, die an einer komplexen Stufe, von einem stratigraphisch höheren Stufenhang kommend, die in Betracht stehende Stufe von rückwärts her zergliedern. Sie stellen einen von außen beeinflussten Fremdkörper innerhalb der Stufe eigenen Formungsmechanismen dar.

Die *Lage zur Erosionsbasis* (Steuerungsfaktor 9) umfaßt sowohl die Horizontalabstand zur Vorflut wie auch die Vertikalabstand, die auch als Reliefeenergie bezeichnet wird. Beide Abstandparameter lassen sich in metrischer Skalierung erfassen. Zwischen den Steuerungsfaktoren 8 und 9 können gewisse Überlagerungen auftreten. Bei der Steuerung durch die Lage zum Gewässernetz steht der räumliche Aspekt und bei der Steuerung durch die Lage zur Erosionsbasis der energetische Aspekt im Vordergrund.

#### 5.4.3.2 Die abhängigen Systemvariablen

Die unabhängigen Steuerungsfaktoren üben innerhalb des morphodynamischen Systems der Strukturformen ihren Einfluß direkt oder auch mittelbar auf die abhängigen Prozeßvariablen aus. *Abhängige Prozeßvariable* sind die Verwitterungstätigkeit, die gravitative Denudation der Stufenhänge, Abspülung und lineare Erosion, Materialtransport und -umlagerung durch fluviale Mechanismen sowie Deflation. Die Prozesse sind im einzelnen wegen ihrer zum Teil sehr hohen zeitlichen Diskontinuität und räumlichen Dekonzentration durch Messung regional nicht faßbar.

Die unabhängigen Steuerungsfaktoren steuern mittelbar durch ihren Einfluß auf die Prozesse die Formen und Formeigenschaften des Systems. Die Formen sind das Produkt der reliefbildenden Prozesse, somit kann der Formungsmechanismus und die Wirkungsweise der Prozesse auch aus den Formen abgeleitet werden. Es bietet sich an, die Beziehungen zwischen unabhängigen Faktoren und abhängigen Formvariablen zu analysieren und daraus Folgerungen auf die Formungstätigkeit der Prozesse zu ziehen. Die *abhängigen Formvariablen* sind im Gelände, auf Karten und Luftbildern leicht zu messen und liefern für Berechnungen gut handhabbares Datenmaterial. Die folgenden abhängigen Systemvariablen wurden erfaßt:



1. Grundriß
2. Neigung des Oberhangs
3. Länge des Oberhangs
4. Neigung des Sockelhangs
5. Länge des Sockelhangs
6. Neigung der Stufenfläche
7. Länge der Stufenfläche
8. Zerschneidung des Oberhangs
9. Zerschneidung des Sockelhangs
10. Schuttbedeckung des Sockelhangs
11. Zerschneidung der Stufenfläche

Diese Systemvariablen umfassen vollständig die morphometrischen Formeigenschaften der strukturbestimmten Reliefformen Schichtstufe, Schichtkamm und Schichttafel in ihrem Grundriß (Variable 1) und Aufriß (Variablen 2 bis 7) (Abb. 37). Bei Schichtkämmen muß in der Auflistung jeweils Rückhang für Stufenfläche eingesetzt werden. Der Wert der übrigen abhängigen Formeigenschaften (8 bis 11) liegt darin, daß sie in sehr direkter Weise die Wirkung von Prozessen wie linearer Erosion oder gravitativer Denudation widerspiegeln und deswegen unmittelbar zur Interpretation der prozessualen Morphodynamik herangezogen werden können.

Einige Erläuterungen zu inhaltlichen Vorstellungen über die abhängigen Systemvariablen sind angebracht. Der *Grundriß* (Variable 1) beschreibt den Verlauf der Trauflinie (Firstlinie). Für die Quantifizierung der Grundrißgestalt wurde von SCHMIDT (1980b) der *Buchtungsindex* eingeführt, der sich aus dem Quotienten der tatsächlichen Länge der Stufe und der dazugehörigen Luftliniendistanz ergibt.

Die *Neigungswerte* der Reliefelemente werden wie die Schichtneigung in Grad angegeben. Es wird außer acht gelassen, ob die Stufenfläche von der Trauf aus abfällt (Frontstufe) oder ansteigt (Achterstufe). In beiden Fällen bleibt der Neigungswert positiv. Die *Längenangaben* der

Reliefelemente beziehen sich auf deren Horizontalprojektion (Abb. 37).

Die *Zerschneidung* der Reliefelemente wird in ihrer *Dichte* in der gebräuchlichen Dimension ( $\text{km}^{-1}$ ) für Gewässer- und Taldichteuntersuchungen bestimmt. Die *Zerschneidungsdichte* der Sockelhänge geht vielfach über die in den verfügbaren Karten durch Höhenlinienkernzeichnung dargestellte und darstellbare Dichte hinaus. In manchen Fällen muß man eine Ordinalskalierung für die *Zerschneidungsdichte* der Sockelhänge verwenden.

#### 5.4.4 Systematik der Formungsdifferenzierung der Strukturformen

##### 5.4.4.1 Grundlagen

Die abhängigen Systemvariablen lassen sich mit Ausnahme der Variablen 10 (Schuttbedeckung des Sockelhangs) ohne weiteres in metrischer Skalierung erfassen und sind damit einer statistischen Aufbereitung gut zugänglich. Die Quantifizierbarkeit der unabhängigen Steuerungsfaktoren ist hingegen sehr heterogen (vgl. 5.4.3.1). Es liegen hier neben metrisch skalierten Daten auch ordinal und nominal skalierte Faktoren vor. Die *Heterogenität der Daten* läßt keine uniforme statistische Verarbeitung zu. Nur die metrischen Daten (Faktoren 3, 4, 5, 6, 9) können für Korrelations- und Regressionsanalysen verwendet werden, mit den ordinal skalierten Daten (Faktoren 1, 2) lassen sich lediglich noch Rangkorrelationen durchführen. Für Techniken der multiplen Regression und Korrelation fallen sie jedoch aus. Bei den nominal skalierten Daten (Faktoren 7, 8) lassen sich nur einfachere statistische Prüfverfahren anwenden. Aussagen über den Steuerungseinfluß der unabhängigen Steuerungsfaktoren müssen deswegen differenziert für die einzelnen Datentypen erfolgen. Ein alle Faktoren umfassendes multiples statistisches Verfahren liegt außerhalb der Mög-

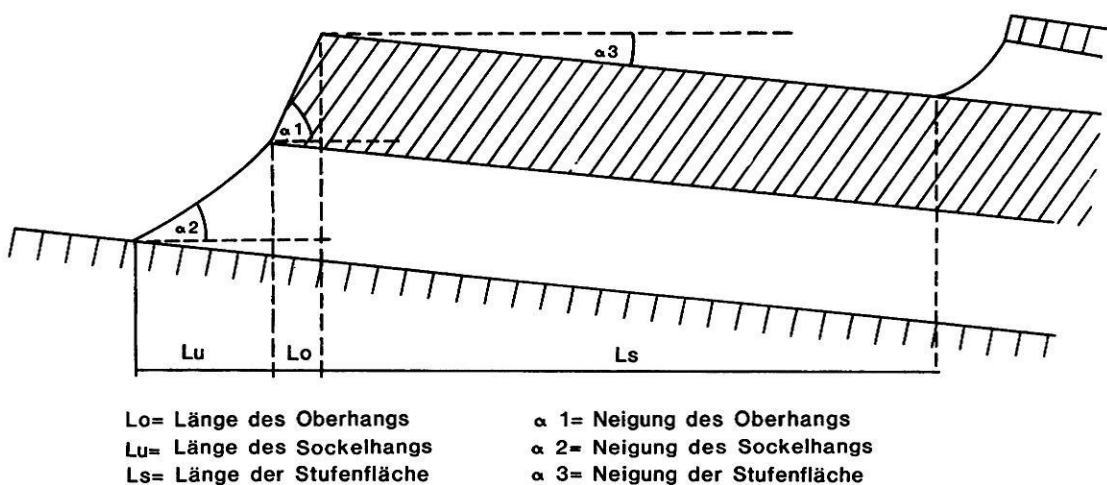


Abb. 37: Die abhängigen morphometrischen Variablen im Aufriß der Strukturformen.

lichkeiten der vorliegenden *Datenstruktur*. Dennoch können auch mit den differenzierten Verfahrenstechniken deutliche Zusammenhänge zwischen abhängigen und unabhängigen Systemvariablen herausgestellt werden.

In diesem Kapitel sollen die einzelnen abhängigen Formvariablen in ihrer Steuerung durch die unabhängigen Systemvariablen behandelt werden. Aus regelhaft erkennbaren Zusammenhängen zwischen den Systemvariablen kann das Wesen der formbildenden Prozesse abgeleitet werden. Es wird vorausgesetzt, daß sich in der Formdifferenzierung die durch das Einwirken der unabhängigen Steuerungsfaktoren induzierte Prozeßdifferenzierung widerspiegelt. Aus den Formen darf aber nur dann auf die Einflußnahme der Wirkungsweise der rezenten Prozesse geschlossen werden, wenn sich Form und Prozeß in einem *Gleichgewichtszustand* befinden (SCHMIDT 1978). Man kann von einem solchen Gleichgewichtszustand mit guter Anpassung von Form und Prozeß bei den Strukturformen des Colorado Plateaus ausgehen, da prinzipielle Veränderungen der Außenbedingungen ausgeschlossen werden können und ältere Reliefgenerationen nicht existieren.

Weit über 100 Schichtstufen, -tafeln und -kämme mit sehr unterschiedlicher Ausprägung der Steuerungsfaktoren konnten auf dem Colorado Plateau *in einer natürlichen Versuchsanordnung* untersucht werden. Die Strukturformen liegen über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt und geben die Verhältnisse repräsentativ wider. Damit hat die Systematik der Formdifferenzierung der Strukturformen eine reiche, *gesicherte Beobachtungsgrundlage*, die über die Aufnahme von Eigenschaften einzelner Schichtstufen, -tafeln oder -kämme hinausgeht.

#### 5.4.4.2 Grundriß

Die Grundrißgestalt wird von verschiedenen Faktoren beeinflusst. Von großer Bedeutung sind die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1). Um einen durchschnittlichen Buchtungsindex aller bearbeiteten Schichtstufen, -kämme und -tafeln von 1,8 streuen die Mittelwerte der Buchtungsindizes in den einzelnen Stufenbildnern ganz erheblich (Tab. 13). In der Tabelle sind die Werte für eine Auswahl von Stufenbildnern aufgeführt, in denen eine

Tab. 13: Mittelwerte der Buchtungsindizes einiger Stufenbildner.

Stufenbildner	Buchtungsindex <sup>1</sup>	Sicherheitswahrscheinlichkeit <sup>2</sup>
Mesaverde Sandsteine	1,51 ± 0,44	95%
Emery Sandstein	1,38 ± 0,4	99%
Ferron Sandstein	1,44 ± 0,42	95%
Dakota Sandstein	2,42 ± 0,77	-
Burro Canyon Formation	1,9 ± 0,78	n.s.
Salt Wash Sandstein	2,18 ± 0,78	n.s.
Navajo Sandstein	1,46 ± 0,33	99,9%
Kayenta Sandstein	1,86 ± 0,3	95%
Kayenta mit Wingate Sandstein	1,59 ± 0,56	99%
Wingate Sandstein	1,37 ± 0,11	99%
Moss Back Sandstein	2,3 ± 0,53	n.s.
Shinarump Konglomerat	2,3 ± 0,36	n.s.
Kaibab Kalkstein	1,46 ± 0,24	95%
White Rim Sandstein	3,00 ± 0,1	n.s.

1 Angegeben sind Mittelwert und Standardabweichung

2 Sicherheitswahrscheinlichkeit für das Bestehen eines signifikanten Mittelwertunterschiedes zum Dakota Sandstein

3 Es sind keine Buchtungsindizes von Achterstufen oder von Stufen berücksichtigt, die durch ein subsequentes Gewässer beeinflusst werden.

größere Anzahl von Strukturformen entwickelt ist. Die Mittelwerte schwanken zwischen 1,37 (Wingate Sandstein) und 3 (White Rim Sandstein).

Es fällt auf, daß sich schon einige deutliche Verhaltensmuster abzeichnen. Wählt man den auf dem Colorado Plateau weit verbreiteten Dakota Sandstein als Vertreter der Stufenbildner, die relativ resistent sind und zur Ausbildung von groben Blöcken entlang weitmaschiger Klüfte neigen und überprüft mit Hilfe des t-Tests, welche Mittelwerte sich von dem des Dakota Sandsteins signifikant bzw. nicht signifikant unterscheiden, fallen trotz der einfachen Strukturierung dieser Daten interessante Regelmäßigkeiten auf.

Kein signifikanter Unterschied besteht zur Burro Canyon Formation, zum Salt Wash Sandstein, zur Moss Back und Shinarump Fazies der Chinle Formation und zum White Rim Sandstein, sämtlich Stufenbildner, die in ihren lithologischen Eigenschaften, aber auch in ihrer Mächtigkeit, dem Dakota Sandstein sehr ähnlich sind (vgl. Tab. 9 und Anhang). Eine deutlichere Aussage wird durch den Gebrauch der Rangkorrelation nach SPEARMAN möglich. Die Stufenbildner wurden nach ihrer Resistenz geordnet (vgl. Tab. 15), wobei der resistenteste (Kaibab Kalkstein) die Rangziffer 1 erhält. Ebenso wurden die Buchtungswerte geordnet, der höchste Buchtungsindex erhält die Rangziffer 1 (White Rim Sandstein). Es ergibt sich ein Rangkorrelationskoeffizient von  $r_s = 0,6055$ , der mit 97,5% Sicherheitswahrscheinlichkeit eine korrelative Beziehung zwischen

den Variablen nachweist (vgl. Abb. 39a). Daraus folgt der zunächst überraschende Befund, daß die Buchtung mit wachsender Resistenz der Stufenbildner zunimmt.

Die hohen Buchtungsindizes der resistenten Stufenbildner lassen sich dadurch begründen, daß sie als widerständige Gesteine auch auf schmalen Sockeln noch standfest sind und deswegen in der Lage sind, wenig breite, langgezogene Stufenvorsprünge auszubilden, die sich im Zustand ihrer Entwicklung zu einzelnen Tischfelsen oder zu geringflächigen Zeugenbergen auflösen können (Photo 11). Bei ebenfalls hoher Resistenz, aber größerer Mächtigkeit, werden wegen der größeren Auflast schmale Stufenvorsprünge instabil, was zu einer Verringerung des Wertes des Buchtungsindex führt. Dieses Verhalten ist an der durchschnittlich geringeren Buchtung des Kaibab Kalksteins abzulesen (Tab. 13 und Abb. 39a).

Die Grundrißgestalt reagiert in den einzelnen Stufenbildnern unterschiedlich auf den Einfluß anderer Steuerungsfaktoren, wie sich aus den Korrelationsrechnungen über die Beziehung zwischen Buchtungsindex einerseits und Neigung bzw. Mächtigkeit des Stufenbildners andererseits ablesen läßt (Tab. 14). Diese Berechnungen wurden nur durchgeführt für Stufenbildner, in denen eine genügend große Anzahl von Strukturformen für eine derartige Analyse ausgebildet ist. Besonders auffällig sind die Verhaltensweisen von Navajo Sandstein, bei dem im Gegensatz zu den anderen Stufenbildnern die Buchtung des Grundris-

Tab. 14: Beziehungen zwischen dem Buchtungsindex (BI) und der Mächtigkeit des Stufenbildners (M), der Mächtigkeitsreaktion (MR) und der Neigung (N).

- r = Korrelationskoeffizient (Einfachkorrelation)
- SW = Sicherheitswahrscheinlichkeit für das Vorhandensein einer korrelativen Beziehung
- R = multipler Korrelationskoeffizient
- R<sup>2</sup> = Quadrat des multiplen Korrelationskoeffizienten, mit 100 multipliziert (Angabe dann in %) Ausdruck für den Anteil der Varianz der abhängigen Variablen (hier: Buchtungsindex), der durch die Steuerungsfaktoren erklärt wird
- n.e. = nicht ermittelbar, da der Steuerungsfaktor zu wenig variiert
- n.s. = nicht signifikant

In den Berechnungen wurden Strukturformen nicht berücksichtigt, die durch besondere Ausprägung der Neigungsrichtung (Achterstufen) oder die Lage zum Gewässernetz (z.B. Subsequenz) in ihrer Buchtung dominant gesteuert werden.

Stufenbildner	M		MR		N		R	SW	R <sup>2</sup>
	r	SW	r	SW	r	SW			
Mesaverde Sandsteine	-0,9865	99%	n.e.	-	n.e.	-	-	-	-
Emery Sandstein	n.e.	-	n.e.	-	-0,7197	n.s.	-	-	-
Ferron Sandstein	n.e.	-	n.e.	-	-0,9726	99%	-	-	-
Dakota Sandstein	0,2258	n.s.	n.e.	-	-0,7740	99%	-	-	-
Burro Canyon Formation	-0,6734	n.s.	n.e.	-	-0,7282	95%	0,7714	95%	0,5951
Salt Wash Sandstein	-0,9880	99%	0,9268	95%	-0,6368	n.s.	0,9960	99%	0,9920
Navajo Sandstein	0,7792	95%	n.e.	-	0,2752	n.s.	0,7853	95%	0,6167
Kayenta Sandstein	0,4766	n.s.	n.e.	-	-0,6294	95%	0,8295	99%	0,6881
Kayenta/Wingate Sandstein	0,4418	n.s.	0,0045	n.s.	-0,6772	95%	0,6773	95%	0,4587
Wingate Sandstein	-0,0566	n.s.	n.e.	-	-0,0381	n.s.	-	-	-
undifferenziert	-0,3763	99,9%	0,2133	n.s.	-0,5364	99,9%	0,5737	99,9%	0,3291

ses mit der Mächtigkeit zunimmt, und Wingate Sandstein, der sich im wesentlichen unbeeinflusst von Neigung und Mächtigkeit zeigt (Tab. 14, vgl. SCHMIDT 1980b).

Das besondere Verhalten des Navajo Sandsteins ist darauf zurückzuführen, daß er nur bei größeren Schichtneigungen ( $>6^\circ$ ) an den Schichtkämmen der Ostflanken der großen Aufwölbungszonen zum selbständigen Stufenbildner wird. Bei großer Schichtmächtigkeit wird der horizontale Ausstrich des Gesteins breiter, und die Rampenstufen und Rampenstufenkomplexe werden langgestreckter, was zu einer Verstärkung der Buchtang führt.

Der Wingate Sandstein, sofern er als Stufenbildner ohne eine schützende Decke von Kayenta Sandstein auftritt, was in der Regel erst bei Schichtneigungen von über  $6^\circ$  der Fall ist, bildet Grundrisse mit einem fast konstanten Buchtungsindex von 1,3 bis 1,4 aus. Die Steuerung geschieht im wesentlichen durch das vertikale Kluftnetz des Sandsteins, das die Sturzdenudation mit Abbrüchen von großen Säulen und Blöcken fördert, und dadurch die Standfestigkeit des Sandsteins bei einer Buchtang von 1,3 bis 1,4 einen Grenzwert erreichen läßt. Andererseits ist der Wingate Sandstein als alleiniger Stufenbildner so wenig resistent, daß er leicht zu stärkerer Auflösung neigt und des-

wegen nicht mit Buchtangswerten unter der gegebenen Grenze vorkommt.

Die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2) üben nur einen flankierenden Einfluß auf die Gestaltung des Grundrisses aus. Der Primäreinfluß im Zusammenspiel der lithologischen Steuerungsfaktoren auf die Grundrißgestalt liegt bei den Eigenschaften des Stufenbildners. So zeigen sich die Stufen im Wingate Sandstein in ihrer Buchtang gänzlich unbeeindruckt davon, welche Fazies der Chinle Formation das Sockelgestein bildet, und auch der Dakota Sandstein ändert sein Verhalten nicht, gleich ob er wie in der Regel auf der Brushy Basin Fazies oder auf anderen Faziesbereichen der Morrison Formation ruht.

Bei der Analyse der Einwirkung der lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners war der Einfluß der Mächtigkeit des Stufenbildners (3) auf die Grundrißgestaltung schon gestreift worden. Benutzt man als Datengrundlage Mächtigkeits- und Buchtangswerte der bearbeiteten Strukturformen unabhängig von ihrer Gesteinszugehörigkeit, zeigt sich der generelle Trend einer *Abnahme der Buchtang mit zunehmender Mächtigkeit* (Abb. 38). Geringmächtige Stufenbildner werden leichter durchschnitten und können danach von mehreren Stellen aus angegriffen werden. Die



Photo 11: Schichtstufe im resistenten, geringmächtigen White Rim Sandstein der Cutler Formation, Canyonlands National Park Utah. Die Stufe ist sehr stark gebucht mit schmalen Vorsprüngen, die z.T. in einzelne Tischfelsen aufgelöst sind. Die Organ Rock Fazies der Cutler Formation bildet das Sockelgestein, in dem der Sockelhang wandartig verstreut ist (Aufnahme: SCHMIDT 1976).

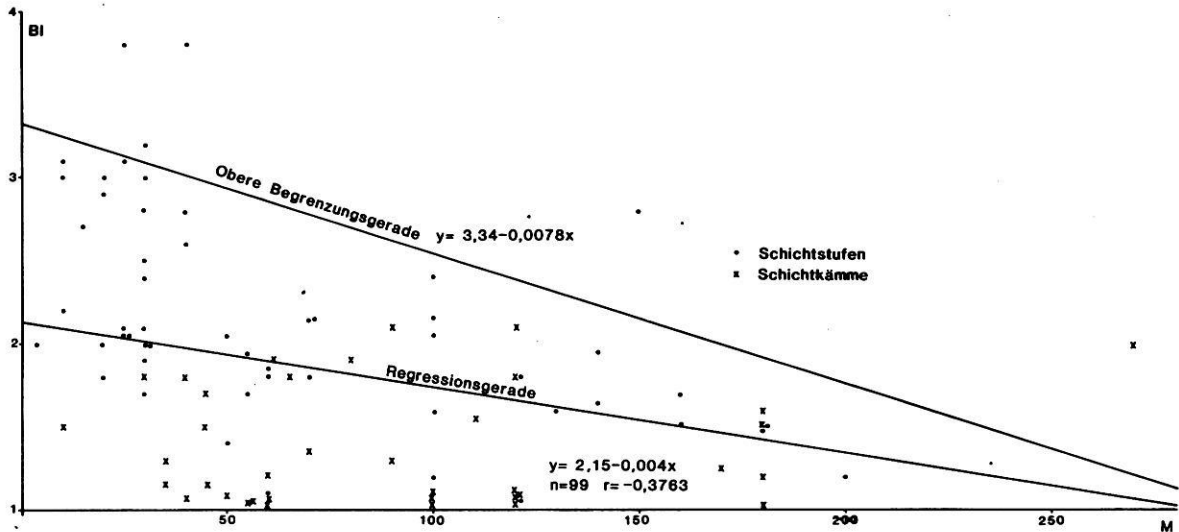


Abb. 38: Die Abhängigkeit des Buchtungsindex (BI) von der Mächtigkeit des Stufenbildners (M).

rückschreitende Erosion in den Stufenhangrinnen schafft es leichter, in den Stufenbildner vorzustößen und in ihm Buchten zu schaffen.

Trotz des recht niedrigen Wertes des Korrelationskoeffizienten ( $r = -0,3763$ ) (vgl. Tab. 14) ist die Beziehung zwischen Buchtung und Mächtigkeit statistisch hoch signifikant (99,9%). Dieser Steuerungsfaktor erklärt etwa 15% der Varianz der Stufenrundrißform. Bei den geringeren Mächtigkeiten ist die Streuung der Werte des Buchtungsindex größer, was hier besonders durch die Überlagerung des Einflusses der Neigung bedingt sein dürfte. Es sind vor allem die Schichtkämme, die bei geringer Mächtigkeit geringe Buchtungsindizes aufweisen (Abb. 38).

Einer Anregung AHNERTs (frdl. schriftl. Mitt. 1981) folgend wurde eine Korrelation berechnet für die Variationsbreite der Buchtungsindexwerte als Funktion der Mächtigkeit. Die Schwankungsbreite der Buchtung nimmt mit zunehmender Mächtigkeit signifikant (95%) ab ( $r = -0,6263$ ). Bei größeren Mächtigkeiten wird mithin der Spielraum der Buchtungsvariation geringer. Starke Zerlappung der Stufenränder tritt nicht mehr auf, da die mächtigen Stufenbildner der Linearerosion der Stufenhangrinnen zu großen Widerstand entgegensetzen und schmale Stufenvorsprünge unter der hohen Auflast instabil werden (s.o.).

Eine weitere Verdeutlichung der Beziehung zwischen Mächtigkeit und Buchtungsindex ergibt sich durch die Festlegung einer oberen Begrenzungsgeraden im Streudiagramm (Abb. 38). Dieser Gerade verläuft vom Punkt ( $M = 5$ ;  $BI = 3,3$ ) bis zum Punkt ( $M = 300$ ;  $BI = 1$ ). Sie folgt der Gleichung  $y(BI) = 3,34 - 0,0078x (M)$ . Oberhalb dieser Begrenzungsgeraden werden in der Punktverteilung nur fünf Punkte angetroffen, wobei es sich bei den

sehr hohen Buchtungswerten auf der linken Seite des Diagramms um Stufen im Dakota Sandstein bzw. in der Burro Canyon Formation bei geringer Neigung und großer Nähe zur Vorflut handelt; bei dem Ausreißer im Zentrum des Diagramms handelt es sich um eine Stufe im Kayenta und Wingate Sandstein bei ebenfalls flacher Schichtlagerung und Vorflutnähe und bei dem Punkt auf der rechten Seite des Diagramms um einen Schichtkamm im Navajo Sandstein, der die bereits aufgeführte Besonderheit der Zunahme der Buchtung mit zunehmender Mächtigkeit besitzt. Da die Gründe für das Ausreißen dieser Punkte leicht rekonstruierbar sind, kann mit der Festlegung der oberen Begrenzungsgeraden die allgemein gültige Feststellung getroffen werden, daß bei den Strukturformen des Colorado Plateaus bei bestimmter Mächtigkeit keine Grundrisse mit einem Buchtungsindex oberhalb des durch die Gleichung der Gerade zu berechnenden Wertes zu erwarten sind. Für die sehr hohen Mächtigkeiten ( $> 200$  m) ist diese Aussage etwas zu relativieren, da hier durchaus auch noch Buchtungswerte oberhalb des oberen Grenzwerts vorkommen können.

Bezogen auf die einzelnen Stufenbildner wirkt sich die Variation der Mächtigkeit recht unterschiedlich auf die Buchtung des Grundrisses aus (Tab. 14). Für einige Stufenbildner konnte diese Beziehung nicht berechnet werden, da sie in ihrer Mächtigkeit zu wenig schwanken (Emery Sandstein, Ferron Sandstein). Nicht erfaßt in der Tabelle sind die Stufenbildner, in denen für eine Korrelationsanalyse eine zu geringe Zahl von Strukturformen entwickelt ist. Nur die Mesaverde Sandsteine, der Salt Wash Sandstein und der Navajo Sandstein weisen eine signifikante Korrelation zwischen Buchtungsindex und Mächtigkeit auf. Dabei spiegeln Mesaverde Sandstein und Salt Wash Sandstein das Verhalten aller Stufenbildner wider, indem

ihre Buchtung mit zunehmender Mächtigkeit abnimmt. Ein ganz anderes Verhaltensmuster zeigt der *Navajo Sandstein*, bei dem die Buchtung mit der Mächtigkeit zunimmt. Gründe für dieses abweichende Verhalten liegen im bevorzugten Vorkommen des Navajo Sandsteins als Stufenbildner an den großen Schichtkammen der Flexuren an den Ostseiten der bedeutenden Antiklinalen, wo größere Mächtigkeit zu einer langgestreckten Form der Rampenstufen führen (vgl. SCHMIDT 1980b) (s.o.).

In einem weiteren Berechnungsschritt wurden die durchschnittlichen Buchtungsindexwerte der einzelnen Stufenbildner (Tab. 13) mit der durchschnittlichen Mächtigkeit dieser Stufenbildner korreliert, wobei nicht deren durchschnittliche Mächtigkeit auf dem Colorado Plateau, sondern der Durchschnittswert für die bearbeiteten Strukturformen herangezogen wurde (Tab. 15). Es ergibt sich eine sehr klare Beziehung (Abb. 39b), deren Validität statistisch hoch signifikant (99%) ist. Mit zunehmender Mächtigkeit der Stufenbildner nimmt die durchschnittliche Buchtung der in ihnen ausgebildeten Strukturformen ab. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Stufenbildner erklärt dabei 50% der Varianz der auftretenden mittleren Buchtungsindizes.

Bei der Beziehung zwischen Resistenz der Stufenbildner und Buchtungsindex war aufgefallen, daß der sehr resistente, aber relativ mächtige Kaibab Kalkstein aus der homogenen Punktwolke ausriß (Abb. 39a). Im Streudiagramm der Beziehung zwischen Mächtigkeit und Buchtungsindex reißen der Ferron und Emery Sandstein als Stufenbildner nur geringere Resistenz nach unten aus. Es muß

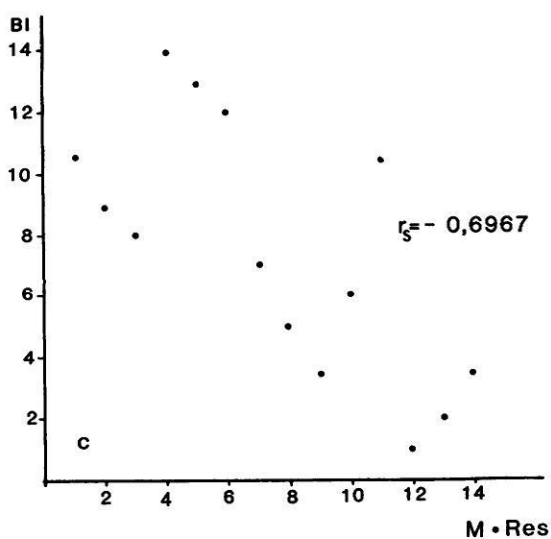
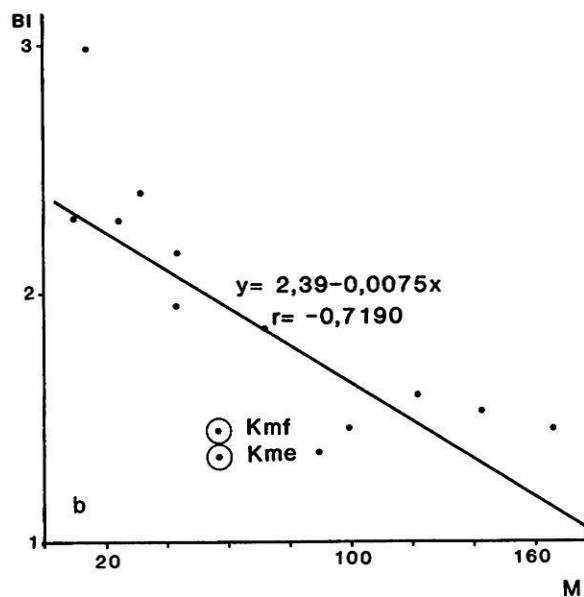
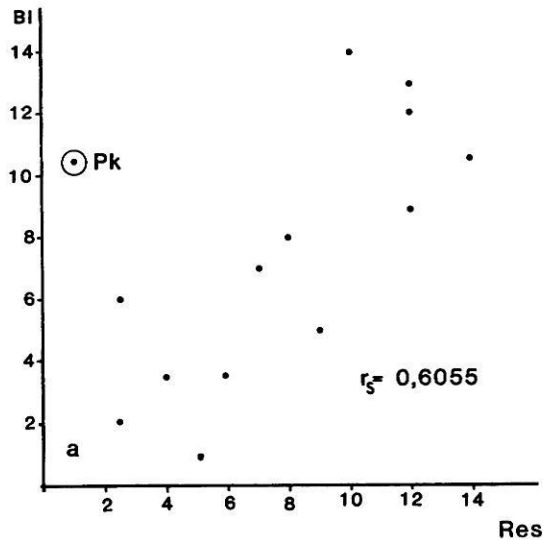
die Möglichkeit überprüft werden, ob nicht beide Merkmale des Stufenbildners, Resistenz und Mächtigkeit, im Ausdruck ihrer Wirkung kombiniert werden können und so eine noch homogenere Beziehung erstellt werden kann. Da die Methoden der multiplen Regressions- und Korrelationsanalyse auf ordinal skalierte Daten (hier: Resistenz) nicht anwendbar sind, wurde das Produkt aus Resistenz und Mächtigkeit gebildet und dafür eine neue Rangordnung erstellt (Tab. 15), die in einer Rangkorrelationsberechnung nach SPEARMAN in ihrem Zusammenhang mit dem Buchtungsindex überprüft wurde (Abb. 39c). Auf diese Weise konnten die Ausreißer der vorherigen Punktverteilungen eingefangen werden, und der Rangkorrelationskoeffizient ist im Vergleich mit dem für die Beziehung zwischen Resistenz und Buchtungsindex berechneten (Abb. 39a) deutlich höher. Gegenüber der Einfachkorrelation Mächtigkeit/Buchtungsindex (Abb. 39b) ist er numerisch unwesentlich kleiner, hat aber als Rangkorrelationskoeffizient eine weniger starke statistische Aussagekraft.

Aus der signifikanten Beziehung (99%) zwischen Buchtungsindex und dem *Produkt aus Mächtigkeit und Resistenz* läßt sich ableiten, daß eine Abnahme der Resistenz verbunden mit einer Zunahme der Mächtigkeit zu geringeren Buchtungswerten führt, und daß hohe Resistenz und geringe Mächtigkeit eine starke Zerlappung der Grundrißformen bedingen. Geringmächtige, resistente Stufenbildner werden zwar relativ leicht durchschnitten, sind dann aber standfest und werden von den gravitativen Prozessen des Stufenhangs weniger stark betroffen als die wenig resistenten. Sehr große Mächtigkeit läßt die Auflast auf dem Stufensockel wachsen und fördert damit die gravitative

Tab. 15: Der Buchtungsindex und die Resistenz und Mächtigkeit der Stufenbildner mit den zugehörigen Rangziffern.

- Res. = Rangziffer der Resistenz (hier wurden die Stufenbildner nach ihrer Resistenz in normaler Rangfolge geordnet. In Tab. 11 war wegen der besonderen Art der Fragestellung eine inverse Rangfolge aufgestellt worden.)
- M = Mächtigkeit (m) (durchschnittliche Mächtigkeit der Stufenbildner an den bearbeiteten Strukturformen)
- M · Res. = Produkt von Mächtigkeit und Resistenz (Kombinationswert)
- R<sub>1</sub> = Rangziffer des Kombinationswertes
- R<sub>2</sub> = Rangziffer des Buchtungsindex (vgl. Tab. 13)

Stufenbildner	Res.	M	M · Res.	R <sub>1</sub>	R <sub>2</sub>
Kaibab Kalkstein	1	100	100	11	10,5
Dakota Sandstein	2,5	32	80	13	2
Burro Canyon Formation	2,5	43	107,5	10	6
Shinarump Konglomerat	4	10	40	14	3,5
White Rim Sandstein	5	17	85	12	1
Moss Back Sandstein	6	25	150	9	3,5
Kayenta Sandstein	7	72,5	507,5	7	7
Kayenta/Wingate Sandstein	8	121	968	3	8
Salt Wash Sandstein	9	44	396	8	5
Wingate Sandstein	10	89	890	4	14
Ferron Sandstein	12	57	684	6	12
Emery Sandstein	12	58	696	5	13
Mesaverde Sandsteine	12	143	1716	2	9
Navajo Sandstein	14	166	2324	1	10,5



Denudation. Bei geringer Resistenz, wenn dem Gesteinsverbund der Zusammenhalt fehlt, wird diese Tendenz durch verstärkte Steinschlag- und Felssturzaktivität erhöht. Spitze Vorsprünge können sich an den Stufenhängen nicht mehr ausbilden.

Die Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) und die Mächtighkeitsrelation (5) üben keinen in der Analyse feststellbaren Einfluß auf die Gestaltung des Grundrisses der Strukturformen aus. Nur beim Salt Wash Sandstein besteht eine signifikante Korrelation zwischen Buchtung und Mächtighkeitsrelation, indem die Buchtung mit zunehmender Relation größer wird. Dazu trägt die stark wechselnde Mächtighkeit von sowohl Stufenbildner wie Sockelgestein bei, die eine hohe Variierung der Einflußgröße bedingt. Bei der Analyse der Werte der Gesamtstichprobe setzt sich die auch hier starke Variation der Einflußgröße jedoch nicht signifikant durch (Tab. 14).

Von erheblicher Bedeutung ist hingegen die Schichtneigung (6). Betrachtet man den Einfluß der Neigung auf den Grundriß der Strukturformen unabhängig von ihrer Zugehörigkeit zu einem bestimmten Stufenbildner, zeigt sich die deutliche Tendenz einer *Abnahme des Buchtungsindex mit zunehmender Neigung* (Abb. 40) (vgl. SCHMIDT 1980b). Der Korrelationskoeffizient ( $r = -0,5364$ ) liegt höher als bei der Beziehung Mächtighkeit/Buchtungsindex und ist statistisch hochsignifikant (99,9%). Die Neigung als unabhängiger Steuerungsfaktor erklärt für sich allein betrachtet fast 30% der Varianz der Stufenrundrißform.

Ähnlich wie bei der Beziehung Mächtighkeit/Buchtungsindex fällt auch hier die größere Streuung in der Punktverteilung auf, wo die Einflußgröße kleine Werte annimmt. Zur quantitativen Überprüfung wurde eine Korrelation berechnet für die Variationsbreite des Buchtungsindex als Funktion der Neigung. Danach nimmt die Schwankungsbreite der Buchtung mit zunehmender Neigung signifikant (99%) ab ( $r = -0,6314$ ). Bei hohen Schichtneigungen ist ein wesentlich geringeres Spektrum von verschiedenen Grundrißverläufen möglich. Die hohen Buchtungswerte entfallen ganz.

Eine *obere Begrenzungsgerade*, oberhalb derer Buchtungsindexwerte nur unter besonderen Umständen angetroffen werden, wurde durch die Punkte ( $N = 1, BI = 3,3; N = 35, BI = 1$ ) gelegt. Sie folgt der Gleichung  $y = 3,37 - 0,068x$  (Abb. 40). Aus der gesamten Stichprobe ( $n = 99$ )

Abb. 39: Der Buchtungsindex in Abhängigkeit von Resistenz und Mächtigkeit des Stufenbildners.

Pk = Kaibab Kalkstein, Kmf = Ferron Sandstein, Kme = Emery Sandstein.

Die Sicherheitswahrscheinlichkeiten für das Bestehen einer korrelativen Beziehung zwischen dem Buchtungsindex und den Steuerungsgrößen liegen bei 97,5% (Abb. 39a; BI/Res.), 99% (Abb. 39b; BI/M) und 99% (BI/M · Res.).

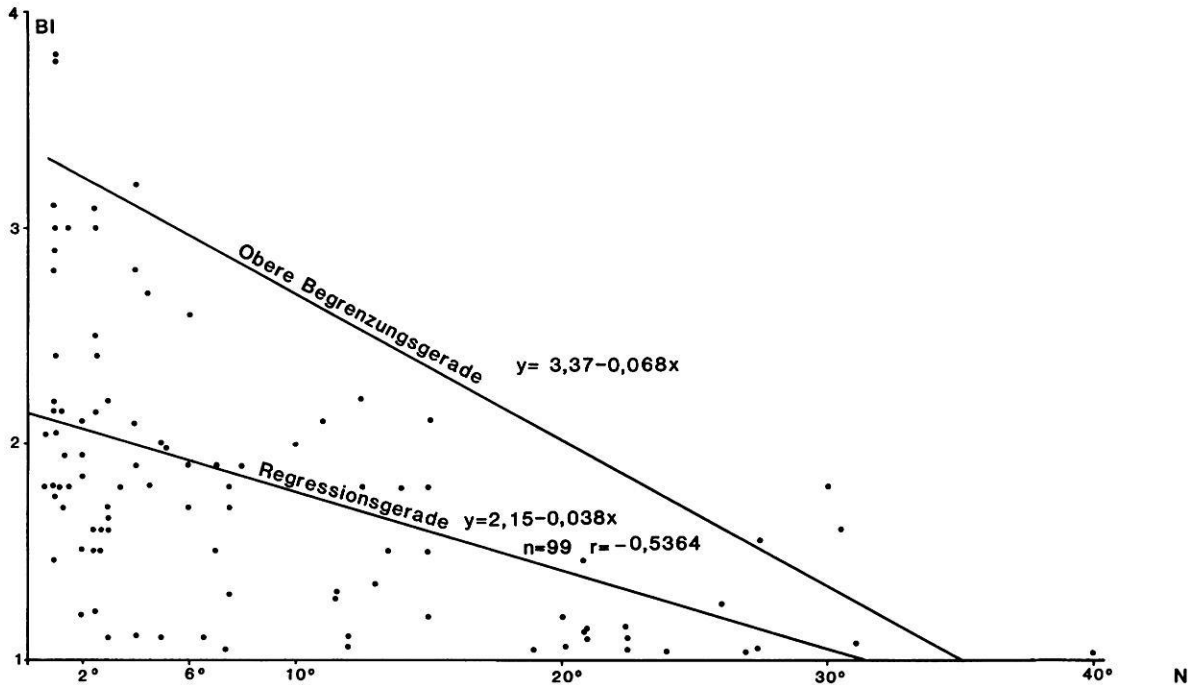


Abb. 40: Die Abhängigkeit des Buchtungsindex (BI) von der Neigung (N).

liegen nur 7 Punkte oberhalb dieser Geraden. Es handelt sich dabei auf der linken Seite um Stufen im Dakota Sandstein und der Burro Canyon Formation bei großer Vorflutnähe, auf der rechten Seite um Schichtkämme im Navajo Sandstein, dessen Auftreten als Stufenbildner besonders an den steilen Ostflanken der Antiklinalen dazu führt, daß sich seine dort großen Mächtigkeiten begünstigend auf eine Zunahme des Buchtungsindex auswirken. Bei einer Neigung um 40° geht aber auch beim Navajo Sandstein die Buchtung gegen eins (vgl. Abb. 40). Die obere Begrenzungsgerade erlaubt die Feststellung, daß bei den Strukturformen des Colorado Plateaus bei vorgegebenen Neigungswerten in der Regel keine Buchtungswerte oberhalb eines bestimmten Grenzwertes auftauchen.

Bei der separaten, auf einzelne Stufenbildner bezogenen Analyse des Einflusses der Neigung stellte sich heraus, daß alle Stufenbildner, für die eine signifikante Korrelation vorliegt (Tab. 14), das Verhalten der Gesamtstichproben widerspiegeln, indem sie ihre Buchtungswerte mit zunehmender Neigung verringern. Für die Mesaverde Gruppe wurde der Einfluß der Neigung nicht ermittelt, da eine zu geringe Schwankungsbreite dieses Faktors bei den erfaßten Strukturformen vorlag.

In einer *multiplen Regressions- und Korrelationsanalyse* wurde der gemeinsame Einfluß der Steuerungsfaktoren Neigung und Mächtigkeit auf die Grundrißgestaltung untersucht. Der multiple Korrelationskoeffizient (R) weist immer eine Verbesserung, wenn auch unterschiedlicher

Intensität, gegenüber den Einfachkorrelationen auf (Tab. 14). Für die Gesamtstichprobe, unabhängig von den Eigenschaften der Stufenbildner, erklären Neigung und Mächtigkeit fast ein Drittel der Varianz der Grundrißgestalt. Zwei Drittel der Varianz bleiben unerklärt. Sie werden im wesentlichen durch die lithologischen Eigenschaften der Stufenbildner gesteuert. Wenn der Einfluß der Variablen Neigung und Mächtigkeit separat für die einzelnen Stufenbildner untersucht wird, zeigt sich, daß sie hier in der Regel für mehr als 60% der Varianz verantwortlich sind (vgl. SCHMIDT 1980b).

Die *Schichtneigung* und ihr Einfluß auf die Grundrißgestaltung hat bei der *Klassifizierung der Strukturformen* in Schichtkamm- und Schichtstufenreliefs eine bedeutende Rolle gespielt. Für den gemäßigt-humiden Klimabereich setzten SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972) die Schichtneigung als prozeßsteuernde Größe mit einem Grenzwert von 10° bis 12° als Kriterium für die Unterscheidung von Schichtkämmen und Schichtstufen ein. Oberhalb dieses Grenzwinkels hört die grundwasserbedingte Formung auf, und es bilden sich schichtkammspezifische, ungegliederte, geradlinige Grundrißformen aus. Es ist bereits darauf hingewiesen worden (BLUME & BARTH 1972, BARTH & BLUME 1973), daß weder dieser Grenzwinkel noch die von ihm in der gemäßigt-humiden Zone induzierte Prozeßdifferenzierung auf die Trockengebiete übertragbar ist.

BARTH & BLUME (1973: Tab. 6) bieten für die Trockengebiete der Vereinigten Staaten eine Klassifizierung der



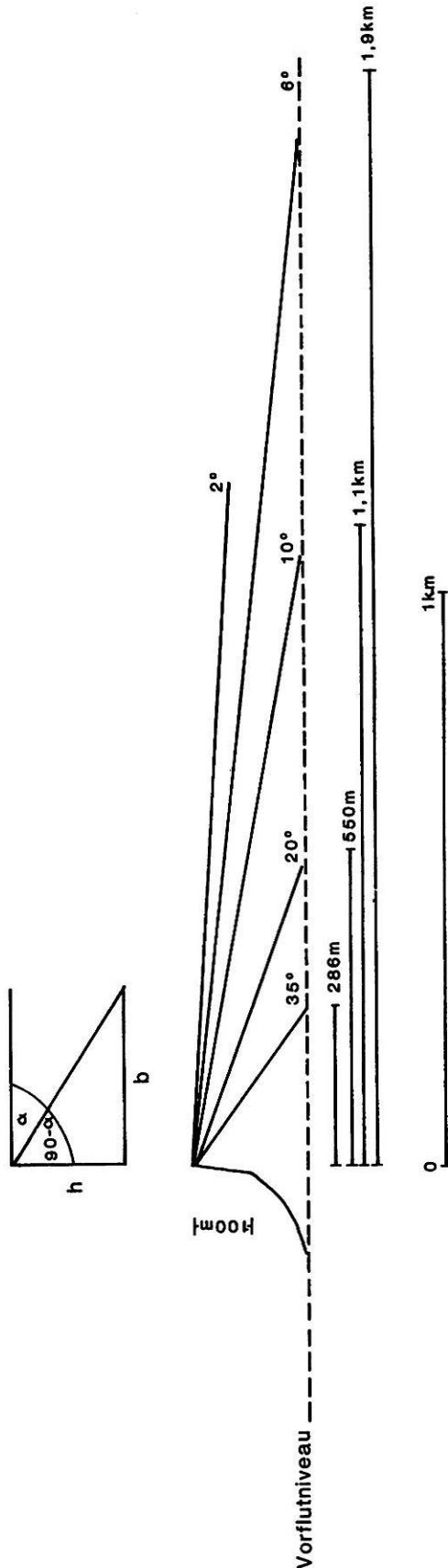


Abb. 41: Ausstrichbreite in Abhängigkeit von der Schichtneigung.

Grundrißgestalt von Schichtstufen und Schichtkämmen in Abhängigkeit von der Schichtneigung an, die sich auf Beobachtungen an mehreren Strukturformen wechselnder Schichtneigung stützt. Ein unterer Grenzwinkel ( $6^\circ$  bis  $8^\circ$ ) trennt die unregelmäßig gebuchteten sowie geradlinig-gestreckten Grundrißformen der Schichtstufen von den ungegliedert gestreckt-geradlinigen sowie in Rampenstufen aufgelösten Grundrißformen der Schichtkämme. Dabei zeichnen sich die in Rampenstufen gegliederten Grundrisse in der Verbindung der Spitzen ihrer dreiecks- bzw. trapezförmigen Vorsprünge dennoch durch einen gestreckt-geradlinigen Verlauf aus. Oberhalb eines oberen Grenzwinkels ( $35^\circ$ ) sind nur noch ungegliederte, geradlinige Grundrißformen vorhanden. Wann zwischen oberem und unterem Grenzwinkel und wodurch bedingt ungegliederte, gestreckt-geradlinige oder in Rampenstufen aufgelöste, gestreckt-geradlinige Grundrisse auftreten, kann nicht genau fixiert werden.

Wie ordnen sich die Untersuchungen an den Strukturformen des Colorado Plateaus in dieses Modell ein? Auffällig ist die Übereinstimmung des oberen Grenzwinkels (BARTH & BLUME 1973) mit dem Endpunkt ( $N = 35^\circ$ ;  $BI = 1$ ) der oberen Begrenzungsgeraden (Abb. 40). Ein Buchtungsindex von 1 bedeutet ja nichts anderes, als daß eine ungegliederte, gestreckt-geradlinige Grundrißform vorhanden ist. Eine Ausnahme bildet der Navajo Sandstein, bei dem auch bei sehr hohen Neigungen wegen dessen großer Mächtigkeit noch gebuchtete Grundrißformen entwickelt sind. Unterhalb des unteren Grenzwinkels ( $6^\circ$  bis  $8^\circ$ ) treten auch auf dem Colorado Plateau sowohl unregelmäßig gebuchtete wie geradlinige Schichtstufengrundrisse auf (vgl. Abb. 40). Es läßt sich weiter ablesen, daß es zwischen den beiden Grenzwinkeln sowohl sehr geradlinige wie stärker gebuchtete Grundrißformen gibt. Letztere dürften dann dem Typ der in Rampenstufen aufgelösten Schichtkämme entsprechen. Soweit ergeben sich gute Übereinstimmungen mit dem Klassifizierungsvorschlag nach BARTH & BLUME (1973).

Eine durch die Schichtneigung bedingte *Prozeßdifferenzierung* ist in den Trockengebieten nicht gegeben, denn weder die Strukturformen mit geringen noch diejenigen mit hohen Schichtneigungen sind in ihrer Buchtung durch grundwasserbedingte Formung entscheidend gekennzeichnet.

Daß Schichtstufen weiter vorspringende Sporne und damit stärkere Buchtungen ausbilden können als die in hohen Schichtneigungen angelegten Formen ist durch die größere horizontale Ausstrichbreite der stufenbildenden Gesteine bei flacher Schichtlagerung begründet (Abb. 41). Bei hohen Schichtneigungen ist die Bildung weit ausholender Sporne aus geometrischen Gründen nicht möglich. Der untere Grenzwinkel trennt keine signifikant unterschiedlichen Grundrißtypen. Es erscheint deswegen wenig sinnvoll, Schichtstufen und Schichtkämme auf dem Colorado Plateau nach ihrer Grundrißform zu differenzieren. Bei der Buchtung beider Strukturformtypen spielt die *linearero-*

sive *Stirnhängerschneidung* eine hervorragende Rolle. Da das Unterscheidungsmerkmal einer durch die Schichtneigung induzierten wesentlichen Prozeßdifferenzierung und einer daraus resultierenden Grundrißdifferenzierung entfällt, muß das Schichtkammrelief bezüglich der Buchtungs-wirksamkeit der Stirnhängerschneidung lediglich als tektonisch bedingte Variante des Schichtstufenreliefs aufgefaßt werden, bei der die Rückseite nicht als Fläche, sondern als Hang entwickelt ist (vgl. jedoch 5.4.4.12 bezüglich der Rückhängerschneidung). Als Grenzwinkel der Schichtneigung kann der von BARTH & BLUME (1973) aus anderen Gründen angegebene untere Grenzwinkel ( $6^\circ$  bis  $8^\circ$ ) übernommen werden, da die Rückseiten der Schichtkämme in den Trockengebieten als schichtkonforme Oberflächen ausgebildet sind und deswegen bei identischer Schichtneigung höhere Geländeneigungen ausbilden als die die Struktur vielfach schneidenden Rückhänge der mitteleuropäischen Schichtkämme.

Gründe für die Abnahme des Buchtungsindexwertes mit zunehmender Neigung waren in der vorhergehenden Diskussion bereits angedeutet worden. Die horizontale Ausstrichbreite einer stufenbildenden Schicht nimmt bei unveränderter Mächtigkeit mit einer Zunahme der Neigung regelhaft ab. Das läßt sich an einem einfachen trigonometrischen Modell verdeutlichen (Abb. 41). Der Stufenbildner ist 100 m mächtig und die Trauf liegt 200 m (h) über der Vorflut. Die Horizontalprojektion der Ausstrichbreite (b) läßt sich über den Tangens des Komplementwinkels der Schichtneigung berechnen. Die Ausstrichbreite wächst mit abnehmender Schichtneigung von 286 m bei  $35^\circ$  Neigung bis auf 1,9 km bei  $6^\circ$  Neigung und 5,7 km bei  $2^\circ$  Neigung an (Abb. 41). Würde man eine Schichtdicke des Stufenbildners von 300 m mit einer Vorflutdistanz von 350 m einsetzen, vergrößert sich die Ausstrichbreite bei  $35^\circ$  Neigung auf 500 m, eine nachträgliche geometrische Bestätigung für die Tendenz des Navajo Sandsteins, mit wachsender Mächtigkeit höhere Buchtungswerte zu produzieren. Hingegen kann ein 10 m mächtiger Stufenbildner bei einer Vorflutdistanz von 20 m und einer Schichtneigung von  $35^\circ$  nur eine Ausstrichbreite von etwa 30 m erreichen.

Die *Ausstrichbreite* der Stufenbildner ist die *obere Grenze für die Tiefe von Einbuchtungen* im Grundriß. Bei hohen Neigungen können deswegen nur geringe Buchtungsindizes auftauchen.

Die Buchtung wird verursacht durch lineare Erosion am Stufenhang. Zwei Umstände kommen dabei der Verstärkung der linear-erosiven Tätigkeit bei flacher Schichtlage-rung entgegen (Abb. 42).

In mächtigen Sandsteinen, die auf undurchlässigen Substraten lagern oder die durch Einlagerungen undurchlässiger Bänder gekennzeichnet sind, kann bei flacher Schicht-lagerung auch das Austreten von Sickerwasser zu Einbuchtungen der Firstlinie führen. Zunächst bilden sich an den Sickerwasseraustritten Nischen oder Alkoven

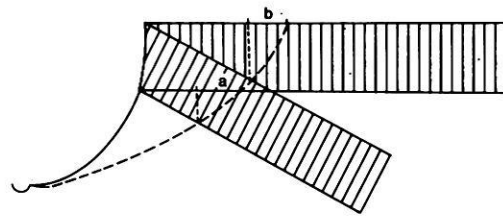


Abb. 42: Schichtneigung und Wirkung der Linearerosion am Stufenhang.

Bei geringer Schichtneigung trifft eine Stufenhangrinne erst später auf das resistente Gestein als bei hoher Schichtneigung. Die Längendifferenz ist in der Horizontalprojektion durch die Strecke a gekennzeichnet.

Bei geringer Schichtneigung hat eine Stufenhangrinne ein größeres Einzugsgebiet als bei hoher Schichtneigung. Die Längendifferenz in der Lage der Wasserscheide ist durch die Strecke b gekennzeichnet.

(BRYAN 1928, GREGORY 1938, 1950), die sich dann zu Buchten erweitern können. Beispiele derartiger Formung findet man in den Mesaverde Sandsteinen, im Navajo und Wingate Sandstein sowie im De Chelly und Cedar Mesa Sandstein.

Der Einfluß der Neigungsrichtung (7) auf die Buchtung des Stufengrundrisses wurde von MORTENSEN (1953) erkannt. Der Befunde, daß *Achterstufen* eine stärkere Buchtung aufweisen als *Frontstufen*, wurde durch spätere Untersuchungen erhärtet (AHNERT 1960, BARTH & BLUME 1973). Die rein qualitativ getroffene Aussage kann durch die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen auch quantitativ untermauert werden (vgl. SCHMIDT 1980b). Wo in einem Stufenbildner für eine statistische Mittelwertunterschiedprüfung eine genügend große Anzahl von Front- und Achterstufen ausgebildet ist, zeigen die Achterstufen immer einen signifikant höheren Indexwert, wie aus der Anwendung des t-Tests unter Angabe der entsprechenden Sicherheitswahrscheinlichkeiten hervorgeht (Tab. 16). Ein Vergleich der Mittelwerte der Buchtungsindizes von Front- und Achterstufen ohne Berücksichtigung der beteiligten Stufenbildner für alle untersuchten Schichtstufen des Colorado Plateaus, an denen sowohl Front- wie Achterstufen ausgebildet sind, führt zu demselben Ergebnis (Tab. 16, letzte Zeile).

Da sich Front- und Achterstufen in der Gestaltung ihrer Grundrisse prinzipiell unterscheiden und der Einfluß der Neigungsrichtung die Wirkungsweise anderer Steuerungsfaktoren (z.B. Mächtigkeit, Neigung) verschleiern und verändern kann, wurden bei den Analysen, auf denen die Zahlenangaben in Tab. 14 beruhen, keine Achterstufen berücksichtigt. Separat für die Achterstufen berechnet, ergibt sich zwischen Neigung und Buchtungsindex keine signifikante Korrelation ( $r = 0,1443$ ). Das ist dadurch zu begründen, daß die Schwankungsbreite der Neigungswerte, bei denen Achterstufen entwickelt sind, sehr gering ist. Achterstufen sind auf dem Colorado Plateau nur bei Neigungen zwischen  $0,5^\circ$  und  $4^\circ$  ausgebildet.

Tab. 16: Mittelwerte der Buchtungsindizes von Front- und Achterstufen.

Stufenbildner	(BI) Frontstufen	(BI) Achterstufen	Sicherheitswahrscheinlichkeit <sup>1</sup>
Mesaverde Sandsteine	1,3	8,4	99 %
Dakota Sandstein	1,48	3,43	99,5%
Kayenta Sandstein	1,17	2,9	99,5%
Wingate Sandstein <sup>2</sup>	1,34	2,61	99,5%
undifferenziert	1,33	3,9	99,9%

<sup>1</sup> Sicherheitswahrscheinlichkeit für das Bestehen eines signifikanten Mittelwertunterschiedes

<sup>2</sup> Hier sind auch Stufen erfaßt, bei denen der Wingate Sandstein zusammen mit einer Bedeckung aus Kayenta Sandstein den Stufenbildner darstellt.

Die starke Buchtung des Grundrisses der Achterstufen wird verursacht durch die hohe Wirksamkeit der linearen Erosion. Die Wasserscheide der Stufenfläche liegt in der Regel in unmittelbarer Nähe der Trauf der Frontstufe. Die Erosionsrinnen der Frontstufe erhalten entsprechend wenig Niederschlagswasser, während die Rinnen im Achterstufenbereich durch die konsequenten Gewässer der Stufenfläche gespeist werden. Das Wasser der Stufenfläche zieht über die Achterstufe in deren Vorland und bewirkt durch rückschreitende Erosion eine zunehmend stärkere Buchtung (vgl. Abb. 29). Die rückschreitende Erosion kann bis in die Nähe der Position der Frontstufe reichen und kombiniert mit deren Zurückweichen zu einer Abtrennung ganzer Stufenflächenareale führen.

Die *Morphodynamik der Achterstufen* wird aber nicht ausschließlich durch das Wirken der linearen Erosion der von der Stufenfläche herabziehenden Rinnen bestimmt. Diese lösen zwar die stärkere Gliederung der Achterstufen aus, doch wenn der Stufenbildner durchschnitten ist, setzen an den Hängen der konsequent angelegten Gewässer die stufenhangimmanenten Abtragungsmechanismen ein, bedingt durch die stärkere Buchtung an einer wesentlich längeren Strecke als an der Frontstufe, was zu stärkerer räumlicher Wirksamkeit dieser Prozesse führt.

MORTENSEN maß der subterranean Flächenspülung (1953: 15) eine bedeutende Rolle bei der Gestaltung der Achterstufen zu. Diese dürfte jedoch nur unter besonderen Bedingungen wie bei grobklüftigen, geringmächtigen Stufenbildnern eine größere Rolle spielen, worauf auch AHNERT (1960) hinwies. Die Erweiterung der von der Achterstufenzerschneidung geschaffenen Buchten geschieht unter trocken-klimatischen Bedingungen vor allem durch erosive Unterschneidung des Stufenbildners. Eine feuchtere Klimaphase mit entsprechend stärkerer Sickerwassertätigkeit, wie sie AHNERT (1960) für die Entstehung der halbkreisförmigen Talanfänge (semicircular valley heads) im Achterstufenbereich voraussetzte, ist dafür nicht notwendig. Auf die Bedeutung der Sickerwassertätigkeit in Achterstufenbuchten des Navajo Sandsteins für die rezente Morphody-

namik der Talanfänge haben jüngst LAITY & MALIN (1985) hingewiesen.

Die Mächtigkeit übt einen bedeutenden Steuerungseinfluß auf die Grundrißgestaltung der Achterstufen aus. Nach bei den Frontstufen (Tab. 14) die Buchtung mit zunehmender Mächtigkeit ab, so nimmt sie bei den Achterstufen mit wachsender Mächtigkeit bei einem Korrelationskoeffizienten von  $r = 0,4873$  signifikant (99%) zu, ein Hinweis auf das unterschiedliche prozessuale Verhalten beider Stufentypen. Die Mächtigkeit erklärt annähernd 25% der Varianz der Grundrißgestalt der Achterstufen. Der multiple Korrelationskoeffizient als Ausdruck des Zusammenhangs von Mächtigkeit und Neigung einerseits und Buchtungsindex andererseits bringt nur eine unwesentliche Verbesserung gegenüber der Einfachkorrelation ( $R = 0,4881$ ).

An der Mesa Verde wird ein Buchtungsindex von 16 im über 100 m mächtigen Cliff House Sandstein erreicht, an der Black Mesa ein Wert von 10 in den Mesaverde Sandsteinen und an der Cedar Mesa ein Wert von 7,1 im 160 m mächtigen Cedar Mesa Sandstein. Für die Abnahme des Wertes des Buchtungsindex mit der Mächtigkeit bei Frontstufen war als Argument aufgeführt worden, daß geringmächtige Stufenbildner leichter durchschnitten werden, und daß mächtige Stufenbildner auf schmalen Vorsprüngen wegen zu hoher Auflast auf den Stufensockel instabil werden.

Das andere Verhalten der Achterstufen ist durch die speziellen Verhältnisse bei deren Zerschneidung zu erklären. Während die Buchtung der Frontstufen durch kurze Gewässer mit kleinen Einzugsgebieten bewirkt wird, die in meist enger räumlicher Nachbarschaft Buchten mit schmalen Stufenvorsprüngen ausbilden, vollzieht sich die Buchtung der Achterstufen durch häufig mehrere Kilometer messende, konsequente Gewässer der Stufenfläche, die in weiten räumlichen Abständen langgestreckte Buchten mit breiten Stufenvorsprüngen bilden. Diese breiten Achterstufenvorsprünge sind auch unter mächtigen Stufenbildnern stabil, bis sie im Endstadium ihre Entwicklung

durch die von zwei Seiten angreifende Stufenhangabtragung stark verschmälert werden, ihre Standfestigkeit verlieren und stellenweise wie an der Cedar Mesa zu Zeugenbergen aufgelöst werden. Bei mächtigen Stufenbildnern brauchen die konsequenten Gewässer größere Distanzen, um diese zu durchschneiden, was zur Anlage von langgestreckten Buchten und entsprechend höheren Buchtungsindizes führt.

Auch hinsichtlich der Lage zum Gewässernetz (8) zeigen sich in den drei ausgegliederten Gruppen (vgl. 5.4.3.1) unterschiedliche Grundrißformen. Strukturformen mit vorgelegerten stufenrandparallelen subsequenten Gewässern haben eine wenig gebuchtete Firstlinie. Ihr mittlerer Buchtungsindexwert liegt bei 1,07. Die Grundrißlänge entspricht damit fast der Luftliniendistanz. Der Mittelwert des Buchtungsindex der durch Fremdgewässer beeinflussten Schichtstufen und -kämme liegt bei 2,24. Beide Mittelwerte sind signifikant (99,9%) unterschiedlich. Der durchschnittliche Buchtungsindex der von diesen besonderen hydrographischen Bedingungen nicht betroffenen Strukturformen liegt bei 1,77 und ist damit gegenüber den beiden anderen Werten signifikant (jeweils 99%) unterschiedlich ausgeprägt (vgl. SCHMIDT 1980b).

Subsequente Gewässer am Hangfuß sorgen dafür, daß sich keine längeren Erosionsrinnen ausbilden können, die eine stärkere Buchtung verursachen würden. Fremdgewässer sorgen für eine stärkere Zergliederung der Firstlinie unabhängig von den der jeweiligen Strukturform eigenen Formungsmechanismen.

Wenn die Strukturformen in großer Nähe zur Erosionsbasis liegen und/oder die Vertikaldistanz sehr groß ist (9), wird die Erosionskraft der am Stufenhang wirkenden Rinnen gefördert, und die Grundrißgestalt wird unregelmäßiger. Besonders ausgeprägt ist diese Tendenz in den geringmächtigen Stufenbildnern. So zeigt die Dakota-Schichtstufe in Annäherung an den San Juan River im Four Corners Gebiet starke Auflösungserscheinungen. Ähnlich verhält sich die Dakota-Schichtstufe am Montezuma Canyon südlich der Great Sage Plain (vgl. Abb. 16), wo mit Annäherung an den San Juan River die Vertikaldistanz erheblich ansteigt.

Ohne tiefenerosionsfördernde enge Nachbarschaft zur Vorflut oder bei fehlender Vertikaldistanz ist die Ausbildung der stark gebuchteten Achterstufen nicht möglich (vgl. 5.3.4.1), da sich tief eingeschnittene Täler im Rücken einer Frontstufe nur bei Vorflutnähe und/oder großer Vertikaldistanz ausbilden können.

Der Grundriß von Schichtstufen, -kämmen und -tafeln wird beeinflusst durch die lithologischen Eigenschaften (1) und durch die Mächtigkeit des Stufenbildners (3), durch die Neigung (6) und Neigungsrichtung (7), durch die Lage zum Gewässernetz (8) und zur Erosionsbasis (9), wobei einzelne Steuerungsfaktoren unter bestimmten Bedingungen

(Subsequenz, Achterstufen) dominieren und den Einfluß anderer Steuerungsfaktoren verschleiern oder verkehren.

#### 5.4.4.3 Neigung des Oberhangs

Unterschiedliche Neigungen der Oberhänge der Strukturformen des Colorado Plateaus werden in erster Linie durch die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) gesteuert. Dabei ist die Tendenz zur *Wandbildung* an den Oberhängen der Strukturformen der Trockengebiete stark ausgeprägt (vgl. BLUME 1971). Besonders in resistenten und von vertikalen Klüften durchzogenen Stufenbildnern ist der Oberhang wandartig versteilt, an Schichtkämmen in geringmächtigen Stufenbildnern kann er auch überhängen (Photo 12).

Die Tendenz zur Wandbildung wird bedingt durch das Vorherrschen der gravitativen Denudation am Oberhang, wo sich auch unabhängig von den Mechanismen des Unterhangs entlang von Klüften und Schwächelinien kleine und größere Blöcke, zuweilen ganze Hangpartien lösen und herunterstürzen. Die vornehmlich physikalische Verwitterung führt zur Herauspräparierung auch geringer Resistenzunterschiede, die für ein akzentuiertes Kleinrelief am Oberhang mit kleineren Vorsprüngen in resistenten Schichten und kastenförmigen Vertiefungen in wenig resistenten Zwischenlagen sorgen (z.B. Emery und Ferron Sandstein).

Abweichungen von diesem generellen Erscheinungsbild finden sich in massiven, wenig verfestigten Stufenbildnern, wo sich auch abgeflachte *gerundete Oberhänge* ausbilden können. AHNERT (1960) hat Beispiele aus dem De Chelly Sandstein im Monument Valley beschrieben. Ähnlich reagieren der Navajo Sandstein und der Entrada Sandstein. Der De Chelly Sandstein ist nur dann in seiner gesamten Mächtigkeit zu spektakulären Wänden versteilt, wenn er noch von einer schützenden Kappe des Shinarump Konglomerats bedeckt ist. Darauf hat bereits BAKER (1936) hingewiesen. Wenn die Bedeckung durch gravitative Denudation und Rückwanderung der Shinarump-Stufe entfernt worden ist, setzt die Entwicklung eines konvexen Oberhangs ein. Auch im Wingate Sandstein fehlt im oberen Oberhang die wandartige Form, wenn die Bedeckung mit Kayenta Sandstein entfernt worden ist.

Die genannten, wenig verfestigten Sandsteine bieten der Verwitterung gute Ansatzflächen. In der Regel liegt das zementierende Material in Form von Kalziumkarbonat vor, das durch Lösungsvorgänge leicht aus dem Substrat entfernt werden kann. Das initiiert den Prozeß des Absandens. Das Material wird durch den Wind abtransportiert und häufig in der Nähe in Form von zum Teil größeren Dünenkomplexen akkumuliert. Dünengebiete findet man auf dem Colorado Plateau deswegen vor allem in der Nähe der Verbreitungsgebiete von Entrada, Navajo oder De Chelly



Photo 12: Schichtkamm im Dakota Sandstein mit überhängendem Oberhang, Dinosaur National Monument, Utah (Aufnahme: SCHMIDT 1980).

Sandstein. In diesen Sandsteinen entstehen Einsattelungen in den Firstlinien, es bilden sich gerundete Kuppen und bei größerer Mächtigkeit domartige Formen aus, die besonders für den Navajo Sandstein (z.B. Capitol Reef) charakteristisch sind. An den Kuppen und Domen kommt es entlang von oberflächenparallelen Klüften zur Desquamation und Exfoliation, was zur Erhaltung der gerundeten Formen beiträgt. Favorisiert für die Bestimmung der Lage der Kuppen sind Schrägschichtungs- und Klüftgrenzen innerhalb der äolischen Sandsteine.

Der untere Teil des Oberhangs ist auch bei den weicheren Sandsteinen wandartig versteilt. Die gerundeten Formen treten erst im oberen Teil des Oberhangs auf, hier ist der Übergang zur Stufenfläche vielfach ohne deutlichen Gefällsknick entwickelt. An den Stufenoberhängen in den gering resistenten Sandsteinen (Entrada, Navajo, De Chelly Sandstein) ist neben der sonst einheitlichen Gliederung ein zusätzliches Formelement in Gestalt einer walmartigen Verflachung zu finden. Dieses Formelement ist aber nicht Zeichen eines andersgearteten, vorzeitlichen Prozesses oder Relikt einer Ausgangsfläche, sondern ist durch die besonderen lithologischen Eigenschaften dieser Gruppe von Stufenbildnern bedingt.

Auch heterogen zusammengesetzte Stufenbildner mit Schichten stark unterschiedlicher Resistenz bilden im Oberhang keine geschlossene Wand, sondern eine Serie

von Spezialstufen und kleineren als Hangleisten auftretenden *Schichtterrassen*, die an einer oberen Trauf, gleichzeitig Stufenfirst, endet. Diese leitet zur Stufenfläche über (vgl. Abb. 44). Zu der Gruppe der heterogen zusammengesetzten, diese Oberhangform bedingenden Stufenbildner gehören Teile der Green River Formation, der Dakota Sandstein dort, wo er mehrgliedrig entwickelt ist (vgl. 5.2 und Anhang), der Salt Wash Sandstein, der Kayenta Sandstein, der Cedar Mesa Sandstein besonders im südlichen Teil seines Verbreitungsgebietes sowie die Rico Formation. In diesen Gesteinen sorgen die weicheren Partien für das Einsetzen von Stufenrückwanderung in kleinerem Maßstab, wobei die Schichtterrassen als Stufenflächen und die Spezialstufen als Stufenhänge fungieren. Auf den Terrassen findet man von den kleinen Stufen herabgestürzten Schutt, der durch Verwitterung aufbereitet wird und durch Deflation oder Abspülung entfernt wird.

Ist das Sockelgestein in seinen lithologischen Eigenschaften (2) durch geringe Resistenz gekennzeichnet, trägt es zur Steilerhaltung des Oberhangs bei. Unter diesen Umständen wird das Sockelgestein rascher abgetragen, und es kommt zur Unterminierung des Stufenbildners.

Der Versuch, eine Korrelation zwischen der Mächtigkeit des Stufenbildners (3) und der Neigung des Oberhangs zu rechnen, muß scheitern, da die meisten Stufenbildner unabhängig von ihrer Mächtigkeit vertikale oder annähernd

vertikale Oberhangsneigungen ausbilden. Abweichungen von diesem Verhalten (s.o.) liegen nicht in Mächtigkeitsveränderungen begründet.

Die Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) und die Mächtigkeitsrelation (5) üben ebenfalls keinen entscheidenden Einfluß auf die Neignungsverhältnisse des Oberhangs aus. Schichtneigung (6) oder Neignungsrichtung (7) wirken in Einzelfällen leicht modifizierend. Bei vertikal geklüfteten Stufenbildnern kommen bei hohen Schichtneigungen die Klüftlinien in Schräglage und können so flachere Oberhangneigungen bewirken. Bei hohen Schichtneigungswinkeln ist die Tendenz zur Ausbildung überhängender Oberhänge stärker ausgeprägt (Photo 12). An Achterstufen im Kayenta und Wingate Sandstein ist der Kayenta Sandstein an der Trauf in der Regel nur noch geringmächtiger erhalten und bildet flachere Neigungen als an benachbarten Frontstufen. Es wird deswegen ein langgestreckter, flacher Oberhang geformt (vgl. Abb. 44), ein Zeichen für die kräftigere Abtragungstätigkeit an den Achterstufen.

Bezüglich der Lage zum Gewässernetz (8) führen stufenhangparallele subsequente Gewässer zu einer Versteilung des gesamten Stufenhangs und damit auch dann zu größerer Steilheit des Oberhangs, wenn dieser aufgrund besonderer lithologischer Eigenschaften des Stufenbildners (s.o.) sonst zu abgeflachteren Formen neigt.

Bei weiter Entfernung zur Vorflut oder fehlender Vertikaldistanz (9) stehen für die Abtragung längere Zeiträume zur Verfügung, um die stufenbildenden Gesteine anzugreifen und eine Abflachung der Oberhänge zu bewirken. Diese Wirkung ist besonders ausgeprägt bei den homogenen, kreuzgeschichteten, wenig resistenten Sandsteinen wie Entrada, Navajo oder De Chelly Sandstein. Aber auch der Wingate Sandstein neigt bei fehlender Vertikaldistanz zur Ausbildung von kuppigen Formen. Gleiches ist beim Cedar Mesa Sandstein zu beobachten. Die klüftigen, stark resistenten Stufenbildner behalten aber auch bei abtragungsgünstiger Lage zur Erosionsbasis ihre wandartige Stufenhangneigung. Wird wegen fehlender Eintiefung das Sockelgestein nicht exponiert oder verschüttet (Verklebung nach SCHMITTHENNER 1954) entfällt die Voraussetzung für das Eintreten der Schichtstufendynamik. Unter diesen Umständen entstehen in den weichen Sandsteinen flache Kuppen, wie sie von BAKER (1936) und AHNERT (1960) für den De Chelly Sandstein und den Wingate Sandstein beschrieben wurden.

Auch im Navajo oder im Entrada-Sandstein, in letzterem besonders ausgeprägt in den nördlichen Canyonlands, entstehen nackte walfischartige Rücken (Slick Rock), die bis in die Nähe ihrer höchsten Punkte seitlich von Lockermaterial umkleidet sein können. Die nackten Sandsteinhänge können in einzelne Abschnitte stärkerer und weniger starker Neigung untergliedert sein. OBERLANDER (1977) hat in diesem Zusammenhang auf die Bedeutung von effekti-

ven Trennlinien im stufenbildenden Gestein hingewiesen (effective intraformational partings).

Die Neigung des Oberhangs wird dominant beeinflusst durch die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1), flankierend auch durch die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2), die Schichtneigung (6), die Lage zum Gewässernetz (8) und die Lage zur Erosionsbasis (9).

#### 5.4.4.4 Länge des Oberhangs

Bei wandartiger Versteilung des Oberhangs ist seine Länge annähernd bzw. gleich Null. Bei nur annähernd vertikaler Neigung nimmt seine Länge mit der Mächtigkeit zu (s.u.). Größere Längserstreckung weisen nur die abgeflachten und abgerundeten Oberhänge auf, die aufgrund der besonderen lithologischen Eigenschaften in den weichen Sandsteinen und den heterogen zusammengesetzten Stufenbildnern entstehen. Insofern gilt bezüglich des Einflusses der lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) auf die Länge des Oberhangs dasselbe, was zu ihrem Einfluß auf die Neigung des Oberhangs ausgeführt wurde. Auch der Einfluß der lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2) ist für beide abhängigen Systemvariablen identisch.

Wenn der Oberhang nicht senkrecht abfällt, nimmt die Länge des Oberhangs je nach dessen Neigung mit der Mächtigkeit des Stufenbildners (3) zu. Wenn ein Stufenoberhang eine Neigung von 70° besitzt, hat der Oberhang bei einer Schichtdicke von 50 m eine Länge von 18 m, bei 100 m eine Länge von 36 m usw.

Die unabhängigen Steuerungsfaktoren 4 bis 7 üben keinen entscheidenden Einfluß auf die Länge des Oberhangs aus. Subsequente Gewässer (8) am Hangfuß haben eine Verkürzung der Länge des Oberhangs zur Folge, wenn dieser sonst aufgrund der lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners zu einer Streckung neigen sollte (vgl. 5.4.4.3). Zum Einfluß der Lage zur Erosionsbasis (9) gelten die Bemerkungen zur Neigung des Oberhangs analog (vgl. 5.4.4.3).

Zu den unabhängigen Variablen, die die Neigung des Oberhangs steuern, kommt als Steuerungsfaktor für die Länge des Oberhangs noch die Mächtigkeit des Stufenbildners (3) hinzu.

#### 5.4.4.5 Neigung des Sockelhangs

Die Angaben zur Neigung gelten für nackte Sockelhänge. Neignungsverhältnisse, die durch Schuttbeschickung vom Oberhang bedingt werden und sich als Hangfremdkörper in Form von Schutthalden äußern, wurden hier nicht berücksichtigt. Am Hangfuß geht der Sockelhang häufig in eine

Fußfläche über. Dieses Reliefelement, das sich durch deutlich geringere Hangneigungen vom Stufenhang absetzt, wurde, obwohl ebenfalls im Sockelgestein ausgebildet, bei den Messungen nicht erfaßt.

Die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) spielen keine nennenswerte Rolle bei der Steuerung der Neigung des Sockelhangs. Die Beobachtungen an Stufenhängen des Colorado Plateaus zeigen, daß die Sockelgesteine, auch wenn sie unter unterschiedlichen Stufenbildnern liegen, dieselbe Physiognomie des Ausstreichens am Hang aufweisen. Die Summerville Formation zeigt sich z.B. in ihrer typischen Tendenz zur Wandbildung unbeeinflusst von wechselnden Stufenbildnern wie Salt Wash Sandstein oder Bluff Sandstein, obwohl diese sich in ihren lithologischen Eigenschaften unterscheiden. Ebenso verändert die Petrified Forest Fazies ihr typisches Hangprofil

(s.u.) nicht, ob sie nun unter dem Owl Rock Sandstein als alleinigem Stufenbildner oder unter demselben Sandstein innerhalb eines komplexen Unterhangs liegt, oder direkt unter der Glen Canyon Gruppe, wie in Stüdutah am Westrand des Colorado Plateaus, wo die oberen roten Schichten der Chinle Formation nicht entwickelt sind. Auch die Moenkopi Formation zeigt dasselbe Erscheinungsbild, wenn sie als Sockelgestein unter dem Shinarump Konglomerat liegt, oder wenn sie in einem komplexen Stufenunterhang unter gering resistenten Schichten der Chinle-Formation ausstreicht.

Die entscheidenden Steuerungsimpulse der Sockelhangformung liefern die Eigenschaften des Sockelgesteins (2) selbst. Man kann mehrere *Sockelhangtypen* ausgliedern, die sich in ihren Neigungsverhältnissen prinzipiell unterscheiden (Abb. 43).

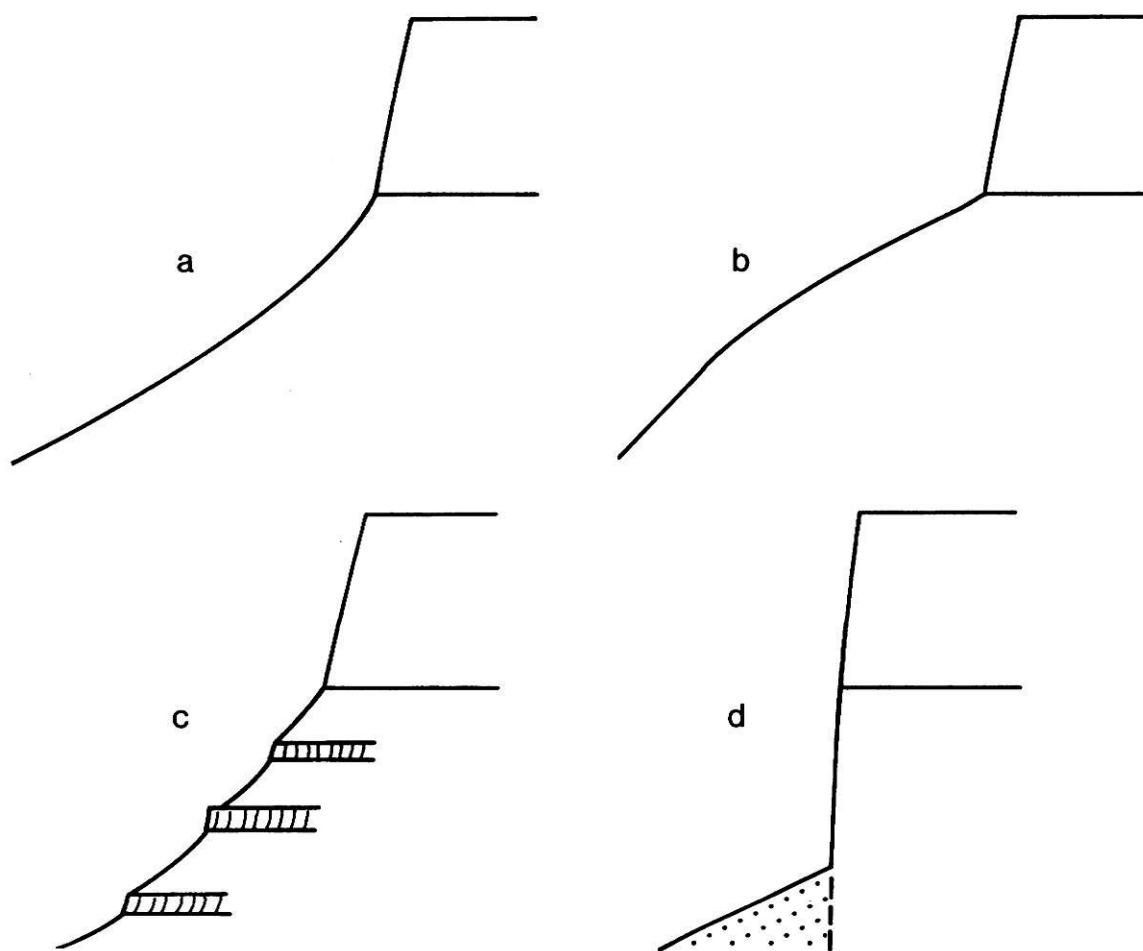


Abb. 43: Sockelhangtypen.

- a Konkave Sockelhänge mit Hangneigungen um  $35^\circ$  in weichen, homogenen Tongesteinen.
- b Konvexe Sockelhänge mit Hangneigungen um  $30^\circ$  in bentonitischen, montmorillonitreichen Tongesteinen.
- c Gegliederte Sockelhänge mit insgesamt gestrecktem Profil mit Hangneigungen um  $40^\circ$  in heterogenen Sockelgesteinen.
- d Wandartig verstellte Sockelhänge mit Schuttkegel am Hangfuß in dünngeschichteten Silt- und Feinsandsteinen mit vertikaler Klüftung.

Zur *ersten* Gruppe gehören die weichen Tongesteine des Mancos Shale und seiner Untergruppen (Blue Gate Shale, Tununk Shale), die meist leicht *konkave Hänge* mit Hangneigungen um 35° ausbilden (Abb. 43a). Die Sockelhänge sind durch Rinnen mit konkavem Längsprofil gegliedert.

Die bentonitischen, tonigen Sockelgesteine (Brushy Basin Fazies der Morrison Formation, Petrified Forest und Monitor Butte Fazies der Chinle Formation) formen einen *zweiten* Hangtyp. Die Neigungswinkel liegen im Durchschnitt etwas niedriger (um 30°) als bei den anderen Tongesteinen, und die montmorillonitreichen, quellfähigen Gesteine tendieren zu einer *konvexen Hangform* (Abb. 43b), die durch Zwischenlagerung dünner, resistenter Trennschichten mehrfach gegliedert sein kann. Die Hänge werden ebenfalls von Rinnen mit konkavem Längsprofil durchzogen. Die unterschiedlichen Hangprofile von bentonitischen und nicht-bentonitischen tonigen Sockelgesteinen ergeben sich aus deren hydrodynamischen Eigenschaften (vgl. 5.4.4.10).

Der *dritte* Sockelhangtyp zeigt eine komplexe Gliederung in steile Hangabschnitte und zwischengeschaltete Hangleisten aus (Abb. 43c). Er ist ausgebildet in den heterogen-geschichteten Sockelgesteinen, in die resistenteren Schichten aus Sandsteinen, Konglomeraten, silifizierten Partien oder Kalksteinen eingelagert sind. Dazu gehören die Church Rock und Owl Rock Fazies der Chinle Formation, die Organ Rock Fazies der Cutler Formation im südlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes, die Halgaito Fazies der Cutler Formation und Teile der Rico-Formation. Durch die zwischengelagerten resistenten Schichten werden die Hänge insgesamt standfester und können durchschnittliche Sockelhangneigungen um 40° ausbilden. Je dichter die resistenten Einlagerungen geschart sind und je mächtiger sie sind, um so größer wird die durchschnittliche Hangneigung. In einer Verbindungslinie in Richtung des Gefälles über die Hangleisten hinweg weisen sich diese Sockelhänge als *gestreckt* mit einer kurzen Basalkonkavität aus.

Ein *vierter* und letzter Sockelhangtyp ist in Sockelgesteinen entwickelt, die aus regelhaft geschichteten, dünnen Lagen von zum Teil tonigen Siltsteinen und feinen, weichen, wenig verfestigten Sandsteinen sowie z.T. reichlich vertretenen Gipsbändern bestehen. Dazu gehören die Summerville Formation, die Dewey Bridge Fazies des Entrada Sandsteins, die Moenkopi Formation sowie die Organ Rock Fazies der Cutler Formation im nördlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes (vgl. Photo 11), wo der Feinanteil zunimmt und die Bedeutung festerer Sandsteinbänke zurücktritt. In diesen Gesteinen ist der Sockelhang zumindest in seinen oberen Teilen *wandartig* (free face) versteilt, während sich an seinem Fuß häufig Schuttkegel ausbreiten (Abb. 43d). Neben der feinen Schichtung mit Substraten wechselnder Durchlässigkeit ist bei den beschriebenen Gesteinen die Durchsetzung mit vertikalen Klüften ein wichtiges formbestimmendes Merkmal. Die Schichtkomplexe neigen zur Ausbildung von fast quaderförmigen Blöcken,

deren Begrenzungen durch die vertikalen Klüfte und die Schichtgrenzen gegeben sind. Entlang der Klüfte kann auch Sickerwasser vom Stufenbildner oder höheren Hangteilen innerhalb eines komplexen Stufenunterhangs in das Gestein eintreten. Die Blöcke stürzen durch Prozesse der gravitativen Denudation entlang von vertikalen Abbruchlinien ab und gelangen an den Hangfuß, wo sie beim Aufprall leicht zerstört werden. Am Hangfuß sind deswegen häufig Schuttkegel aus Feinmaterial entwickelt. Gipsbänder und tonige Zwischenlagen dienen zusätzlich als Gleitflächen, entlang derer besonders unter der Auflast des hangenden stufenbildenden Gesteins die Blöcke abrutschen.

Innerhalb von komplexen Sockelhängen können mehrere der unterschiedlichen Stufenhangtypen übereinander liegen. Besonders eindrucksvoll ist dieses Zusammentreffen im Sockelhang der Kayenta und Wingate Sandsteinschichtstufen zu beobachten, wo bei genügend großer Vertikaldistanz die Stufenhangtypen 2 bis 4 vergesellschaftet entwickelt sind (Typ 2 in der Petrified Forest Fazies, Typ 3 in der Church Rock und Owl Rock Fazies der Chinle Formation und Typ 4 in der Moenkopi Formation).

Das durchschnittliche Verhalten der einzelnen Sockelgesteine in der Gestaltung der in ihnen entwickelten Sockelhänge ergibt sich aus ihrer internen *Standfestigkeit* und ihre *Anfälligkeit gegen lineare Erosion* (vgl. 5.4.4.10).

Die Neigung des Sockelhangs bleibt unbeeinflusst von der Mächtigkeit des Stufenbildners (3). Der Mancos Shale weist unter der mächtigen Decke der kompletten Serie der Mesa Verde Sandsteine im Sockelhang dieselben Neigungen auf wie unter dem relativ geringmächtigen Sego Sandstein. Die Brushy Basin Fazies verändert unter wechselnder Mächtigkeit von Dakota Sandstein und Burro Canyon Formation ihren Habitus ebensowenig wie die Summerville Formation unter wechselnden Mächtigkeiten des Salt Wash oder Bluff Sandsteins. Nur wenn das stufenbildende Gestein als schützende Kappe gänzlich abgeräumt worden ist, verflachen sich die Hänge in den Sockelgesteinen. Dieses Verhalten hat SCHIPULL (1980) für die Halgaito Fazies beschrieben. Es handelt sich dann nicht mehr um in die Schichtstufenmorphodynamik integrierte Sockelhänge, sondern um selbständige Hänge, die auch von oben her angegriffen werden können. Das führt im allgemeinen zu einer Konvexität im oberen Teil des Hanges. In den bentonitischen Sockelgesteinen wird die konvexe Hangform weiter verstärkt, und es bilden sich flache Kuppen mit sanftem Gefälle aus. Gegensätzlich verhalten sich die Tone des Mancos Shale, die Resthügel mit scharfen Kämmen ausbilden, an denen sich die beidseitigen Erosionsrinnen verschneiden.

Die Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) und die Mächtigkeitsrelation (5) besitzen keine entscheidende Bedeutung für die Steuerung der Neigung des Sockelhangs. Wenn die heterogen geschichteten Sockelgesteine sehr mächtig werden, können sich im unteren Sockelhangbereich besonders



bei Einschaltung mächtiger resistenter Bänder langgestreckte Leisten bilden, die das durchschnittliche Gefälle des Hanges verringern. Sie können sich auch zu Sekundärstufen innerhalb komplexer Stufenhänge verselbständigen (vgl. 5.4.4.7). Die vertikalen Sockelhänge besitzen nur bis zu einer begrenzten Hanghöhe, die ja durch die Mächtigkeit des Sockelgesteins gesteuert wird, ausreichende Standfestigkeit. Die geringmächtige Dewey Bridge Fazies des Entrada Sandsteins ist meist in ihrer gesamten Austrichhöhe wandartig versteilt, während den Wänden in den mächtigeren Serien der Summerville und Moenkopi Formation sowie der Organ Rock Fazies vom Hangfuß her Schutthalden entgegenwachsen (Abb. 43d).

Die Neigung der Sockelhänge bleibt von der Schichtneigung (6) generell unbeeinträchtigt. Unterschiede in der Sockelhanggestaltung sind jedoch bei verschiedenartiger Neigungsrichtung (7) festzustellen. Bei allen Sockelhangtypen (Abb. 43) ist die *Neigung an Achterstufen* im Durchschnitt *geringer* als an Frontstufen. Besonders gut läßt sich dieses kontrastierende Verhalten entlang von Zerschneidungslinien beobachten, die senkrecht zum Schichtfallen verlaufen und deswegen an einer Talflanke eine Front- und an der anderen eine Achterstufe ausgebildet haben. Wo die Ferron Schichtstufe im Bereich des Town Wash von Zuflüssen zum Fremont River zerschnitten wird (vgl. Abb. 20), erreichen die Sockelhänge der Frontstufen im Tununk Shale (Sockelhangtyp 1, Abb. 43a) Neigungen von 35° und darüber, während an den Achterstufen auch Sockelhangneigungen um 30° auftreten. Gute Vergleichsmöglichkeiten zwischen Front- und Achterstufensockelhangneigungen bieten sich im Canyon des Dolores River in Südwestcolorado an, wo dieser an der Flanke der Dolores Antiklinale verläuft. Hier wurden in regelmäßigen Abständen an beiden Seiten des Canyon die Neigungen in der Brushy Basin Fazies der Morrison Formation (Sockelhangtyp 2, Abb. 43b) und in Äquivalenten der Church Rock Fazies der Chinle Formation (Sockelhangtyp 3, Abb. 43c) gemessen.

In der Brushy Basin Fazies betrug die Sockelhangneigung an Frontstufen im Durchschnitt 32°, an Achterstufen 26°. In einer Prüfung des Mittelwertunterschiedes durch den t-Test erwiesen sich die Werte auf dem 99%-Konfidenzniveau als signifikant unterschiedlich. In der Summerville Formation liegt die Neigung an Frontstufen bei 60°, an Achterstufen bei 45°. Die Werte unterscheiden sich signifikant (99%). In der Sandstein-Siltstein-Folge der Chinle Formation (Äquivalent der Church Rock Fazies) erreicht der Sockelhang an Frontstufen eine durchschnittliche Neigung von 40°, an Achterstufen von 30°; der Unterschied der Mittelwerte ist hoch signifikant (99,9%). Die unterschiedlichen Sockelhangneigungen im Church-Rock-Äquivalent der Chinle Formation wurden an anderer Stelle am Dolores Canyon im Gebiet der Salzantiklinalen westlich der Uncompahgre Aufwölbung (vgl. Abb. 3) nochmals überprüft. Hier liegt die durchschnittliche Neigung an Frontstufen bei 45°, an Achterstufen bei 36°. Der Mittelwertunterschied ist auch hier signifikant (95%). Die höheren Neigungen gegenüber

denen im südlichen Vergleichsgebiet sind durch eine größere Anzahl von resistenten Einlagerungen im Sockelgestein bedingt.

Auch in dem in Abbildung 29 dargestellten Gebiet, den Red House Cliffs, sind die Achterstufenhänge sowohl in der Church Rock und Owl Rock Fazies (Sockelhangtyp 3) wie auch in der Petrified Forest Fazies (Sockelhangtyp 2) flacher geneigt als die vergleichbaren Frontstufenhänge. Zur weiteren Veranschaulichung dient eine schematische Darstellung von Front- und Achterstufenhängen entlang des Indian Creek im südlichen Canyonlands-Nationalpark (Abb. 44). Die Sockelhänge liegen hier in der Church Rock und Owl Rock Fazies der Chinle Formation.

An Frontstufen werden steilere Sockelhangneigungen benötigt, um den Stufenbildner zu destabilisieren und für gravitative Denudation anfällig zu machen. An Achterstufen arbeitet die aus dem Hang hinaus gerichtete Schichtneigung der gravitativen Denudation nicht entgegen und die Sockelhangneigungen können geringere Werte annehmen.

Bei den heterogen geschichteten Sockelgesteinen (Sockelhangtyp 3) fällt als zusätzliches Unterscheidungsmerkmal auf, daß resistente Schichten, die an der Frontstufe noch Hangleisten zu bilden vermögen, an der Achterstufe als solche nicht mehr in Erscheinung treten. An letzteren sind die geringmächtigen resistenten Einschaltungen, auch wenn vom Oberhang ausgehende Schutthalden fehlen, mit Schutt überdeckt, der aus den weicheren Partien des Sockelhangs stammt. Die Bewegung des Schuttmaterials über die Leisten hinweg wird durch die hangauswärts gerichtete Neigung gefördert. Die Grenzmächtigkeit, oberhalb derer resistente Einschaltungen an Sockelhängen Leisten ausbilden, ist bei Frontstufen deutlich niedriger als bei Achterstufen. An Achterstufen liegt sie bei ca. 2 m. Wenn die Mächtigkeit der resistenten Einschaltungen aber über diesem Grenzwert liegt, treten sie an Achterstufen als Hangleisten um so präconzierter hervor.

Unterschiedliche Lage zum Gewässernetz (8) wirkt sich auf zweierlei Weise modifizierend auf die Neigung des Sockelhangs aus. Ein subsequentes Gewässer am Hangfuß führt zur Versteilung des Sockelhangs durch seitliche Unterschneidung und Wanderung des Fußpunktes in Richtung des Schichteinfallens. Wenn Frontstufen von rückwärts her von Fremdgewässern durchbrochen werden oder Achterstufen durch konsequente Gewässer gegliedert werden, haben die Sockelhänge in den Buchten, den Prozessen der linearen Erosion entsprechend, geringere Neigungen als an den zugehörigen Vorsprüngen, ein Umstand, der bereits von MORTENSEN (1953: 11) erwähnt wird.

An den vorderen Enden von spitzen Achterstufenvorsprüngen sind allerdings ebenfalls häufig unterdurchschnittlich geringe Sockelhangneigungen anzutreffen, weil von schmalen Vorsprüngen der Stufenbildner rasch entfernt wird und die verbleibenden Sockelhangvorsprünge abge-

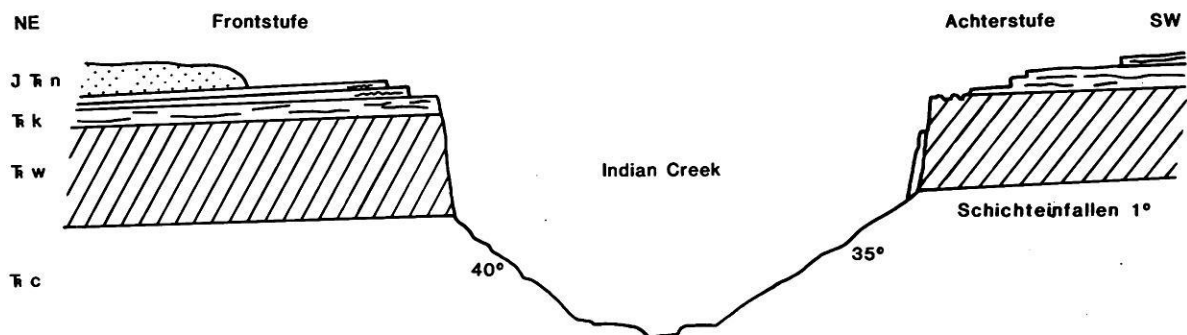


Abb. 44: Frontstufe und Achterstufe am Indian Creek im Canyonlands National Park (schematisch).

J = Navajo Sandstein; K = Kayenta Formation; W = Wingate Sandstein, C = Chinle Formation.

flacht werden. Im allgemeinen besteht jedoch die Tendenz, daß an Vorsprüngen steilere Sockelhänge ausgebildet werden, wobei die Oberhangwand bis in die hangenden Teile des Sockelgesteins hineinreichen kann. Beispiele dafür sind an der Westseite der Mesa Verde zu finden, wo die Wand des Point Lookout Sandsteins in die Übergangszone zum Mancos Shale hineinreicht. Die wandartige Versteilung geschieht nur dort, wo bei "normaler" Neigung kein Schuttmaterial vom Oberhang mehr angeliefert wird, und das ist an Vorsprüngen, vielfach auch an Zeugenbergen, der Fall.

Bei sehr hoher Vertikaldistanz wirkt sich die Lage zur Erosionsbasis (9) in einer Versteilung der Sockelhangneigungen aus. Eine Basalkonkavität ist nicht mehr entwickelt. Sonst zeigen die Sockelhänge auch bei wechselnder Lage zur Erosionsbasis gleiche Verhaltensmuster. Bleibt jedoch die Erosionsbasis über lange Zeiträume unverändert oder erfährt sie eine relative Hebung, verflacht der Sockelhang und ertrinkt im Schutt des Oberhangs.

Dominanten Einfluß bei der Steuerung der Neigung des Sockelhangs üben die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2) aus. Daneben wirken sich die Mächtigkeit des Sockelgesteins (4), in stärkerem Maße die Neigungsrichtung (7), sowie schließlich die Lage zu Gewässernetz (8) und Erosionsbasis (9) modifizierend auf die Sockelhanggestaltung aus.

#### 5.4.4.6 Länge des Sockelhangs

Die Steuerungsbedingungen für die Neigung besitzen mit wenigen Abwandlungen und Zusätzen auch für die Länge der Sockelhänge ihre Gültigkeit. Neben der gemeinsamen Reaktion auf Steuerungseinflüsse sind auch Steuerungsmodifikationen vorhanden. Diese machen eine gesonderte Behandlung der Länge des Sockelhangs notwendig.

Mit wachsender Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) nimmt auch die Länge des Sockelhangs zu, einmal bedingt durch den Einfluß der Sockelgesteinsmächtigkeit auf die Neigung

(vgl. 5.4.4.5), zum anderen durch die bereits bei der Behandlung der Länge des Oberhangs angesprochene trigonometrische Beziehung zwischen Schichtmächtigkeit und Hanglänge in der Horizontalprojektion. Ein Sockelhang mit einer Neigung von  $35^\circ$  hat bei einer Schichtmächtigkeit von 100 m eine Basislänge von 143 m, und bei einer Mächtigkeit von 300 m eine Länge von 428 m.

Blieb die Schichtneigung (6) für die Steuerung der Neigung des Sockelhangs ohne weitgehende Bedeutung, so hat sie auf dessen Länge doch ihre Auswirkung. Bei hohen Schichtneigungen, die zur Entwicklung von Schichtkämmen führen, besteht die Tendenz, daß am Hangfuß verlaufende, subsequeute Gewässer in stratigraphisch höheren Teilen des Sockelgesteins angelegt werden, und darum bei gleicher Neigung die Länge des Hangs reduziert wird. Dieses Verhalten läßt sich anhand von Abbildung 24 nachvollziehen, wo bei genügend großer Mächtigkeit des Sockelgesteins die Subsequenzonen bei hoher Schichtneigung in höheren Partien des Sockelgesteins verlaufen. Besonders ausgeprägt ist diese Tendenz, wenn mehrere Schichtkämme vergesellschaftet in enger räumlicher Nachbarschaft entwickelt sind (vgl. Photo 12).

Neben den die Neigung des Sockelhangs beeinflussenden Steuerungsfaktoren gewinnen in der Steuerung der Länge des Sockelhangs die Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) und die Schichtneigung (6) zusätzliche Bedeutung.

#### 5.4.4.7 Neigung der Stufenfläche

Hinsichtlich der lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) ist anzuführen, daß die Obergrenzen von Sedimentkörpern meistens primär eine glatte, ebene Oberfläche bilden, an die sich die Stufenflächen anlehnen. Wenn die Gesteine hingegen keine regelmäßige horizontale Gliederung aufweisen, wie z.B. Riffkalke, aber auch kreuzgeschichtete oder linsenförmig geschichtete Sandsteine, sind auch die gesteinsangepaßten Oberflächen durch ein unregelmäßiges, kuppiges Relief gekennzeichnet. Geringe Resistenz der Stufenbildner unterstützt auf dem Colorado Pla-

teu dieses Verhaltensmuster. Deswegen zeigen besonders die schwach verfestigten Stufenbildner äolischen Ursprungs wie Entrada, Navajo oder De Chelly Sandstein ein *kuppiges Kleinrelief* auf der Stufenfläche. Derartige Stufenflächen sind sehr weitflächig im Navajo Sandstein östlich der Echo Cliffs auf dem Kaibito Plateau (vgl. Abb. 9C) und östlich der Comb Ridge auf der Nakaito Bench sowie auf der Rückseite der Waterpocket Fold (vgl. Abb. 9B) ausgebildet, finden sich aber auch in den Canyonlands und auf dem westlichen Colorado Plateau im Bereich des Zion National Parks. Häufig liegen rezente Dünen und Schrägschichtungskomplexe im Festgestein (petrified dunes) eng nebeneinander. Auch der Wingate Sandstein und der Cedar Mesa Sandstein im nördlichen Teil seines Verbreitungsgebietes entlang der Comb Ridge (vgl. Abb. 9A) entwickeln kuppige Kleinformen auf den zugehörigen Stufenflächen.

Die heterogen aufgebauten Stufenbildner, die wie vor allem der Kayenta Sandstein im Oberhang eine Serie von Spezialstufen ausbilden (vgl. 5.4.4.3, Abb. 44), besitzen dann keine ausgedehnte, ebene, klar erkennbare Stufenfläche, wenn Front- und Achterstufe nah beieinander liegen, und die gestuften Oberhänge ineinander übergehen. Dann überwiegt der Charakter einer *Kleinstufen- und Schichtterrassentopographie*. Bei hohen Schichtneigungen sind den Schichtkammrückhängen sekundäre Rampenstufen (Chevrons) aufgesetzt.

Die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2) üben keinen Einfluß auf die Neigung der Stufenfläche aus. Auch die Mächtigkeiten von Stufenbildner (3) und Sockelgestein (4) sowie die Mächtigkeitsrelation (5) sind bedeutungslos. Allerdings können Eigenschaften und Mächtigkeit des stratigraphisch nächsthöheren Sockelgesteins auf die Gestaltung der Stufenfläche einwirken.

Wenn auf der Stufenfläche Reste des auflagernden Materials von der Abtragung verschont geblieben sind, kommt es zu Neigungsunterbrechungen auf der Stufenfläche. Dann bilden sich Resthügel oder Zeugenberge aus (vgl. Abb. 23, 24), die von der konstant geneigten Stufenfläche umgeben sind. Das hangende Gestein wird auf der Stufenfläche besonders stufenhangproximal um so bedeutendere Areale einnehmen, je mächtiger es ist. Darauf hat bereits WEBER (1958: 116) in seinen präzisen Ausführungen zur Schichtstufenlandschaft aufmerksam gemacht.

Die Stufenfläche kann in ihren proximalen Teilen (von der im stratigraphisch nächsthöheren Stufenbildner liegenden Folgestufe aus gesehen) von der an den Stufenbildner angelehnten Oberfläche in das Sockelgestein der Folgestufe hineinschneiden. Die Neigung der Stufenfläche nimmt dann ab, sie wird kleiner als der Schichtneigungswinkel und leitet in einer konkaven Krümmung fußflächenartig zum Sockelhang der Folgestufe über. Das Sockelgestein wird spitzwinklig geschnitten. Derartige Reliefelemente, den Untergrund schneidende *Fußflächen*, sind nur unter

besonderen Umständen entwickelt. Das weiche, hangende Gestein muß eine große Mächtigkeit besitzen und lithologisch bestimmte Charakteristika aufweisen. Fußflächenübergänge zwischen Stufenfläche und Stufenhang der Folgestufe findet man vor allem in den mächtigen, homogenen Sockelgesteinen des Mancos Shale, wo schwach geneigte Hangfußzonen bis weit auf die Stufenfläche reichen können (Mesa Verde, Book Cliffs).

Geringmächtige Sockelgesteine bilden in der Regel keine Fußflächen aus und enden abrupt am Hangfuß. In mächtigen, heterogenen Sockelgesteinen fehlen ebenfalls die konkaven Fußflächenformen. Hier wird diese Übergangzone ersetzt durch eine Reihe von Sekundärstufen, die sich an die resistenten Schichten der Sockelbildner anlehnen und deren Schichtterrassen in Richtung der Schichtneigung einfallen. Derartige gestufte Übergangszonen am Hangfuß findet man besonders deutlich in der Organ Rock Fazies im südlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes (z.B. im Monument Valley), wo sie mächtig ist und einen größeren Anteil resistenter Partien enthält, und in der Halgaito Fazies zwischen Cedar Mesa und San Juan River, weniger in der Church Rock und Owl Rock Fazies der Chinle Formation, weil diese im größten Teil ihres Verbreitungsgebietes noch von der weichen Petrified Forest Fazies unterlagert werden. In den bentonitischen Sockelgesteinen können sich, wie im Mancos Shale, auch fußflächenartige Übergangszonen entwickeln, die hier in der Regel aber mit einem scharfen Knick vom Stufenhang abgesetzt sind.

Für den weitaus überwiegenden Teil der Stufenflächen besitzen die vorgenannten Faktoren keine Bedeutung, und die Prävalenz der Schichtneigung (6) in der Steuerung der Neigung bleibt unberührt. "Die Stufenflächen in den untersuchten Schichtstufenreliefs sind Strukturflächen" (BARTH & BLUME 1973:78). Diese Aussage kann nach der Ausweitung der Beobachtungen an Schichtstufen auf dem Colorado Plateau voll bestätigt werden. Es macht entgegen den Einwänden STINGLs (1979) keine Schwierigkeiten, die Stufenflächen als *Schichtflächen* zu identifizieren, da sich dünne Leitbänke in Stufenbildnern häufig über lange Strecken in identischer Entfernung von der Landoberfläche oder direkt auf der Stufenfläche verfolgen lassen. Wo Front- und Achterstufen benachbart auftreten, liegt die Trauf in der Regel bei beiden Stufen in derselben stratigraphischen Position. Ausnahmen bilden die heterogenen Stufenbildner (vgl. Abb. 44). Bei den resistenten Stufenbildnern wie Kaibab Kalkstein, Burro Canyon Formation und Dakota Sandstein, Kayenta Sandstein, Shinarump Konglomerat und Moss Back Sandstein der Chinle Formation, White Rim Sandstein, aber auch in den Mesa Verde Sandsteinen und den Stufenbildnern der Mancos Gruppe lassen sich die Stufenflächen bei flacher Schichtlagerung häufig über mehrere Kilometer, angepaßt an dieselbe Position im Stufenbildner, verfolgen, wobei die Linearzerschnittungsbereiche natürlich unberücksichtigt bleiben. Am imposantesten ist diese Angleichung von Schichtober-

fläche im Kaibab Kalkstein und Landoberfläche nördlich und südlich des Grand Canyon über Dekakilometer hinweg ausgebildet.

Der Veranschaulichung dienend, können in Abbildungen Oberflächenrelief und strukturelles Relief gegenübergestellt werden und daraus die Anpassung des einen an das andere abgeleitet werden. Als Beispiele wurden das Gebiet westlich der Dolores Antiklinale am Dolores River in Südwestcolorado (Abb. 45a) und das Gebiet im Anstieg zur Defiance Aufwölbung am Canyon de Chelly in Nordostarizona (Abb. 45b) gewählt. Die die schichtangepaßten Oberflächen unterlagernden Gesteine sind der Dakota Sandstein im ersten und das Shinarump Konglomerat der Chinle Formation im zweiten Beispiel.

Das strukturelle Relief beidseitig des Dolores Canyons steigt im erfaßten Bereich auf Strecken von 10 km im Nordwesten und 16 km im Südosten um jeweils 375 m in nordöstlicher Richtung (Abb. 45a) an. Das entspricht Schichtneigungen von ca. 2° im Norden und ca. 1,5° im Süden. Die Oberfläche steigt im Nordwesten zwischen der 0 m und 300 m Isobase ebenso um 300 m an wie im Südosten. Es liegt eine frappierende *Akkordanz* zwischen der

Oberfläche des Dakota Sandsteins und der Landoberfläche vor. Nach Osten ist diese Akkordanz nicht weiter zu verfolgen, weil dort dem Dakota Sandstein noch Reste des Mancos Shale auflagern. Der Dakota Sandstein hat hier eine uniforme Mächtigkeit von 35 m (SHAWE et al. 1968). Die relativ wenig mächtige Schicht bindet über Zehner von Kilometern die Oberfläche an sich, auch weiter nach Westen im Bereich der Great Sage Plain (vgl. Abb. 16), hier allerdings von Lockermaterial bedeckt. Auf der ganzen Strecke ist *keine Tendenz zur Kappung* des Dakota Sandsteins und der unterlagernden Burro Canyon Formation zu erkennen.

Im zweiten Beispiel (Abb. 45b) steigt das strukturelle Relief im Bereich der Defiance Aufwölbung im erfaßten Gebiet relativ gleichförmig um 300 m auf einer Strecke von etwas mehr als 12 km mit einer Neigung von ca. 1,5° nach Osten an. Das Gelände wird durch den Canyon de Chelly und seine Zuflüsse tief zerschnitten.

Außerhalb der Zerschneidungsgebiete fällt wiederum der annähernd parallele Verlauf von Isohypsen und Isobasen auf. Die Landoberfläche ist eng an die Oberfläche des Shinarump Konglomerats angelegt, dessen Mächtigkeit hier nur ca. 15 m beträgt (REPENNING et al. 1969). Im Süden und Osten des dargestellten Gebietes liegen noch hangende Teile der Chinle Formation auf dem Shinarump Konglomerat, und die Isohypsen biegen entsprechend etwas vom Verlauf der Isobasen ab. Die Anlehnung der Oberfläche an das Shinarump Konglomerat im Gebiet der Defiance Aufwölbung ist auch aus Abbildung 12 abzulesen, wo in einem

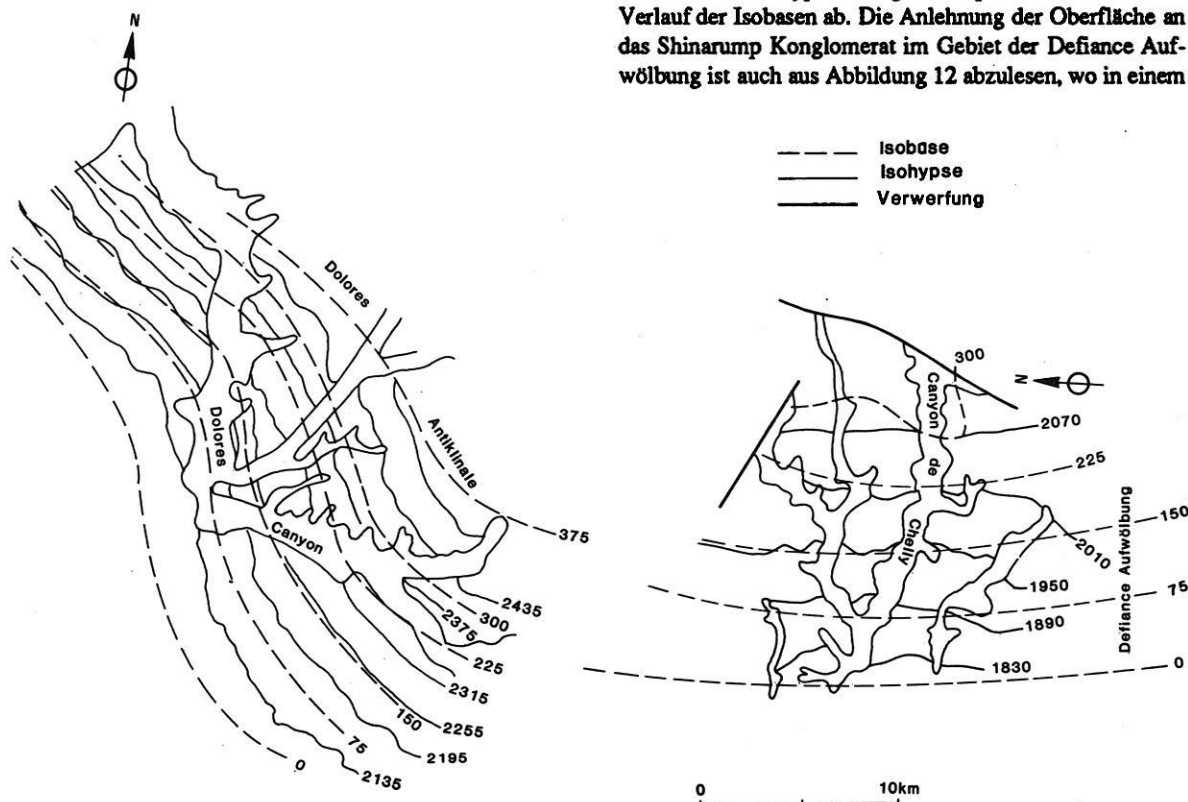


Abb. 45: Oberflächenrelief und strukturelles Relief im Bereich der Dolores Antiklinale (a) und der Defiance Aufwölbung (b). Bezugsniveau der Isobasen im Bereich der Dolores Antiklinale ist die Basis des Dakota Sandsteins, ebenso im Bereich der Defiance Aufwölbung.

weiter südlich gelegenen Profil das Konglomerat die Oberfläche der Ostseite der Aufwölbung an sich bindet. Besonders augenfällig wird die Anlehnung der Stufenfläche an die strukturelle Neigung auch bei räumlich wenig ausgedehnten, überschaubaren Aufwölbungsdomen, wie dem Shafer Dome oder der Cane Creek Antiklinale (Photo 13) in den Canyonlands bei Moab.

Die ausgeprägte Kongruenz von Schicht- und Oberflächenneigung mit meist vollständiger Erhaltung des Stufenbildners von der Trauf bis zum Auslaufen der Stufenfläche ist auf die besonderen prozessualen Mechanismen der ariden Morphodynamik zurückzuführen. Die *Verwitterungs- und Abtragungsprozesse* arbeiten extrem *selektiv*. Wenig widerständiges Material wird sehr rasch abgetragen, während resistente Gesteine wegen des Zurücktretens der chemischen Verwitterung sehr stabil reagieren und der Abtragung hohen Widerstand entgegensetzen. Der dominierende Motor der Morphodynamik der Strukturformen des Colorado Plateaus ist die lateral gerichtete, auf die Stufenhänge konzentrierte Denudation, wo die Resistenzunterschiede zwischen Sockelgestein und Stufenbildner morphodynamisch wirksam werden. Gehemmt wird die vertikale Tendenz der Abtragung (vgl. 5.3.2) immer wieder durch die Zwischenschaltung widerständiger Lagen, die über lange Zeiträume die Oberfläche an sich binden, und die erst abgeräumt werden können, wenn die Tiefenerosion sie durch-

schnitten hat und die Stufenhangdynamik aktiv werden kann.

Die *aride Morphodynamik kennt keinen Mechanismus, die widerständigen, stufenbildenden Gesteine der Stufenflächen flächenhaft tieferzuschalten*. Selbst bei Starkniederschlägen auf nackten Felsoberflächen konzentriert sich der Abfluß schnell in kleinen Rinnen. Flächenhaft abspülender Abfluß ist nur über kurze Distanzen zu beobachten. Das Entstehen eines linienhaften Abflußnetzes auf Stufenflächen konnte während der Geländeaufenthalte mehrfach bei Niederschlagsereignissen und bei der Schneeschmelze beobachtet werden. Die Rinnenspülung führt dabei nicht durch Verschneidung oder Verlegung der Rinnen zu insgesamt doch flächenhaft wirkender Abtragung, sondern einmal angelegte Rinnen vertiefen sich in einem Prozeß der Selbstverstärkung und tragen damit zur Zerschneidung der Stufenfläche bei (vgl. 5.4.4.12).

Auch die Deflation leistet keinen Beitrag zur flächenhaften Denudation, sie unterstützt vielmehr die Herauspräparierung von Resistenzunterschieden und damit die Akzentuierung des Reliefs. Die linienhafte Zerschneidung der Stufenfläche bei gleichzeitig vollständiger Erhaltung des stufenbildenden Gesteins auf den von der Zerschneidung nicht betroffenen Teilen der Stufenfläche ist ein typisches Merkmal der ariden Morphodynamik. Dabei zeugt die Exi-

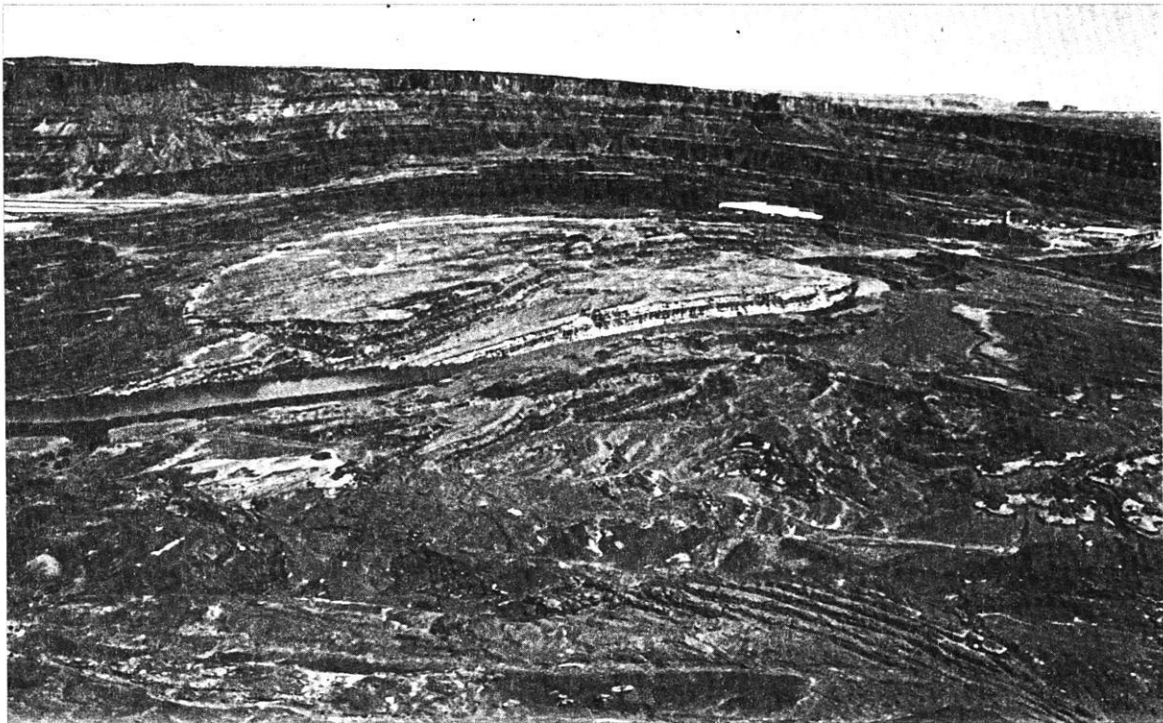


Photo 13: Cane Creek Antiklinale, Canyonlands National Park, Utah. Die Oberfläche, die im Zentrum des Bildes die Horizontlinie bildet, wird von der Kayenta Formation unterlagert. Das Oberflächenrelief, getragen durch den resistenten Stufenbildner, verläuft in enger Akkordanz an die Wölbung der Antiklinale. Auch die Felsterrassen im Zerschneidungsbereich des Colorado zeichnen die Wölbung des strukturellen Reliefs nach (Quelle: LOHMANN 1974).

stanz von Resten hangenden Materials auf den distalen Teilen der Stufenfläche zusätzlich von der Abwesenheit flächenspülender, flächentieferschaltender Abtragungsmechanismen.

Die Neigungsrichtung (7) hat nur insofern einen Einfluß auf die Neigung der Stufenfläche, als diese bei Frontstufen entsprechend der Schichtneigung von der Trauf aus abfällt und bei Achterstufen entsprechend der Schichtneigung von der Trauf aus ansteigt.

Die Lage zum Gewässernetz (8) wirkt sich nicht modifizierend auf die Dominanz der Schichtneigung aus. Wenn die Stufenfläche hingegen bei konstanter Lage zur Erosionsbasis (9), ohne daß sie von Tiefenerosionsimpulsen betroffen wird, über längere Zeiträume stabil bleibt, kann sie, besonders wenn entsprechendes Material in der Nachbarschaft zur Verfügung steht oder der Stufenbildner selbst Material in Form feiner Sande bereitstellt, von Lockermaterial überdeckt werden. Beispiele dafür liefern die noch unzerschnittenen Teile der mit Wüstenlöß bedeckten Great Sage Plain, die zentralen Teile des Kaibito Plateaus sowie das Nokaito Plateau östlich der Comb Ridge. Gesteinsbedingt sind derartige Flächen bevorzugt im Entrada, Navajo und De Chelly Sandstein entwickelt.

Bei der Neigung der Stufenflächen besteht eine fast alleinige Abhängigkeit von der Schichtneigung (6). Ein überlagerndes Sekundärrelief kann von den Eigenschaften des Stufenbildners (1) geprägt werden. In den proximalen Teilen kann die Stufenfläche in einer Übergangszone von einer Schichtfläche in eine Schnittfläche übergehen, wenn das Sockelgestein der Folgestufe mächtig und resistenzhomogen ist.

#### 5.4.4.8 Länge der Stufenfläche

Neigung und Länge der Stufenfläche sind eng gekoppelt (vgl. Abb. 37, 41). Wenn auf der Stufenfläche keine Reste hangenden Materials liegen und sie in den proximalen Teilen nicht in das stratigraphisch höhere Sockelgestein hineinschneidet, und wenn sie im Rücken des Frontstufenhangs nicht von Gewässern gequert und abgeschnitten wird, treffen die Bedingungen des trigonometrischen Modells (Abb. 41) zu. Die Länge der Stufenfläche kann bei bekannter Neigung rechnerisch ermittelt werden. Unter Geländebedingungen, unter dem Einfluß mehrerer Steuerungsfaktoren, sind die genannten Voraussetzungen selten in vollem Umfang erfüllt.

Kontrolle üben auch die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) aus. Ausgedehnte Stufenflächen, so die Hypothese, werden sich angepaßt an solche Stufenbildner entwickeln, die der Abtragung hohen Widerstand entgegenzusetzen. Man kann davon ausgehen, daß dieselben Gesteinseigenschaften, die die Stufenrückwanderung verzögern (vgl. 5.3.4.2), die Herauspräparierung weiter Schicht-

flächen begünstigen. Stellt man die Resistenz der Stufenbildner und die durchschnittlichen Länge der in ihnen ausgebildeten Stufenflächen gegenüber (Tab. 17), ergeben sich jedoch noch keine eindeutigen Zusammenhänge.<sup>48</sup>

Zwar sind im resistentesten Gestein auch die längsten Stufenflächen entwickelt, doch dann wird das Bild diffuser. So sind in der Burro Canyon Formation, im White Rim, Moss Back, Kayenta und Wingate Sandstein in Relation zu deren Resistenz gesehen sehr kurze Stufenflächen zu finden, im Navajo Sandstein und den Mesa Verde Sandsteinen hingegen sehr ausgedehnte (Tab. 17, Abb. 46a). Die zeichnerische Darstellung (Abb. 46a) gibt den Eindruck einer quasiszufälligen Punktverteilung. Der Rangkorrelationskoeffizient liegt nahe bei Null ( $r_s = -0,0209$ ). Die Resistenz der Stufenbildner in ihrem Steuerungseinfluß auf die Länge der Stufenfläche muß in Zusammenhang mit anderen Faktoren gesehen werden.

Es erscheint logisch anzunehmen, daß mit zunehmender Mächtigkeit (3) die Stufenbildner auch größere Bedeutung als stufenflächenstützendes Gestein besitzen. Doch die diagrammatische Gegenüberstellung (Abb. 46b) läßt keinen klaren Zusammenhang zwischen der durchschnittlichen Mächtigkeit der Stufenbildner und der durchschnittlichen Stufenflächenlänge erkennen. Ein statistisch signifikanter Zusammenhang zwischen beiden Variablen besteht nicht ( $r = 0,2894$ ).

Die Verhältnisse erinnern sehr an diejenigen bei der Prüfung des Zusammenhangs zwischen der Resistenz bzw. Mächtigkeit der Stufenbildner und der Rückwanderungsrate (vgl. Abb. 36a, b). An jener Stelle hatte eine Zusammenfassung der beiden Steuerungsfaktoren in Form des Produktes aus Resistenz und Mächtigkeit weitergeholfen. Man kann voraussetzen, daß sowohl zunehmende Resistenz wie zunehmende Mächtigkeit in Kombination zu einer Vergrößerung des Wertes der Länge der Stufenfläche führen. Aus diesem Grund wurden den resistenten Gesteinen auch die hohen Rangziffern zugeordnet, damit der numerische Wert des Produktes beider Steuerungsfaktoren mit zunehmender Resistenz wächst. Die Kombinationswerte und die zugehörigen Rangziffern sind ebenfalls in Tabelle 17 aufgeführt.

Jedoch bleibt das Bild der Beziehung (Abb. 46c) mit einem Rangkorrelationskoeffizienten von  $r_s = 0,2199$  ähnlich diffus wie bei der alleinigen Berücksichtigung der Resistenz (Abb. 46a). Dazu war festgestellt worden, daß Burro Canyon Formation, White Rim, Moss Back, Kayenta und Wingate Sandstein in Relation zur Resistenz zu geringe Stufenflächenlängen aufweisen, und Navajo Sandstein und Mesa Verde Sandsteine zu hohe (gekennzeichnete Punkte

48 An dieser Stelle erhält wieder der resistenteste Stufenbildner (Kaibab Kalkstein) den höchsten Zahlenwert in der Rangziffer, was aus Gründen der weiteren Argumentationsfolge ähnlich wie bei den Darstellungen zur Stufenrückwanderung (Tab. 11) notwendig ist.

Tab. 17: Resistenz und Mächtigkeit der Stufenbildner, Längen der Stufenflächen und zugehörige Rangziffern.

Res. (R) = Rangziffer der Resistenz  
 M · Res. = Produkt von Mächtigkeit (Durchschnittswert der Mächtigkeit der Stufenbildner bei den erfaßten Stufenflächen) und Resistenz (Kombinationswert)  
 L<sub>S</sub> = durchschnittliche Länge der Stufenflächen (km)  
 R = zugehörige Rangziffern

Stufenbildner	Res. (R)	M · Res.	R	L <sub>S</sub> (km)	R
Kaibab Kalkstein	14	1400	1	33,2	1
Dakota Sandstein	12,5	400	7	8,4	3
Burro Canyon Formation	12,5	537	4	1,7	10
Shinarump Konglomerat	11	110	14	2	7,5
White Rim Sandstein	10	170	12	0,67	13,5
Moss Back Sandstein	9	225	9	1,6	11
Kayenta Sandstein	8	580	3	1,46	12
Kayenta/Wingate Sandstein	7	847	2	3,7	4
Salt Wash Sandstein	6	264	8	2,2	6
Wingate Sandstein	5	445	5	0,67	13,5
Ferron Sandstein	3	171	11	2	7,5
Emery Sandstein	3	174	10	1,9	9
Mesaverde Sandsteine	3	429	6	10,1	2
Navajo Sandstein	1	166	13	3,4	5

in Abb. 46a). Die Ausreißer Moss Back und White Rim Sandstein sowie die Mesa Verde Sandsteine konnten durch die Mitberücksichtigung der durchschnittlichen Mächtigkeit eingefangen werden. Die übrigen genannten Stufenbildner verbleiben jedoch außerhalb des allgemein zu erwartenden Trends einer Zunahme der Länge der Stufenfläche mit wachsender Resistenz und Mächtigkeit (Abb. 46c).

Der Einfluß dieser prinzipiell bedeutenden Steuerungsfaktoren wird durch besondere *stratigraphische Lagebeziehungen* der einzelnen Stufenbildner verschleiert. Das gilt insbesondere für die Stufenbildner, die im Verhältnis zu ihrer Resistenz zu gering ausgedehnte Stufenflächen bilden (Burro Canyon Formation, Wingate Sandstein, Kayenta Sandstein).

Diese Stufenbildner trifft der gemeinsame Umstand, daß sie Gesteine unterlagern, die ebenfalls stufenbildend sind, die Burro Canyon Formation den Dakota Sandstein, der Kayenta Sandstein den Navajo Sandstein und der Wingate Sandstein den Kayenta Sandstein. Die resistenten Gesteine lassen sich als hangende Bedeckung wesentlich schwerer entfernen als ein weiches hangendes Sockelgestein. Das schränkt die Ausdehnung der in diesen Stufenbildnern angelegten Stufenflächen ein. Es kommt hinzu, daß Kayenta und Wingate Sandstein als separate Stufenbildner in der Regel nur bei Schichtneigungen über 6° auftreten (SCHMIDT 1980b), was ebenfalls eine langgestreckte Ausbildung der zugehörigen Stufenflächen verhindert.

Neben der Resistenz und Mächtigkeit der Stufenbildner selbst spielen in der Steuerung der Länge der zugehörigen Stufenflächen auch die Eigenschaften des hangenden Gesteins eine Rolle. Wo dieses ebenfalls resistent ist, verläuft die Abtragung des Hangenden nicht nach dem "normalen", durch starke Resistenzunterschiede gekennzeichneten Stufenrückwanderungsmechanismus, und die Freilegung der Stufenfläche wird erschwert. Wenn man die Stufenbildner, die durch diese besonderen Umstände betroffen sind, in der Rangkorrelationsanalyse nicht berücksichtigt, erhält die Beziehung zwischen dem Kombinationswert aus Mächtigkeit und Resistenz und der Länge der Stufenfläche eine wesentlich klarere Struktur (Tab. 18, Abb. 46d). Mit den bereinigten Daten berechnet sich ein signifikanter (97,5%) Rangkorrelationskoeffizient ( $r_s = 0,6886$ ).

Die Übereinstimmung in der Rangfolge der Stufenbildner, die *lange Stufenflächen* an sich binden und die *geringe Rückwanderungsraten* haben, ist offensichtlich (vgl. Tab. 11, 18). In einem direkten Vergleich der Rangfolgen der in beiden Tabellen erfaßten Stufenbildner (Tab. 19) wird der gegenseitige Zusammenhang deutlich und erweist sich in einer Rangkorrelationsbestimmung für kleine Stichproben nach KENDALL als statistisch signifikant (95%) ( $\tau = -0,7833$ ).

Eine morphodynamische Erklärung für die Bedeutungszunahme von Stufenbildnern als Träger von Stufenflächen bei zunehmender Resistenz und Mächtigkeit liegt nahe. Wenn ein Stufenhang wegen hoher Abtragungswiderständigkeit

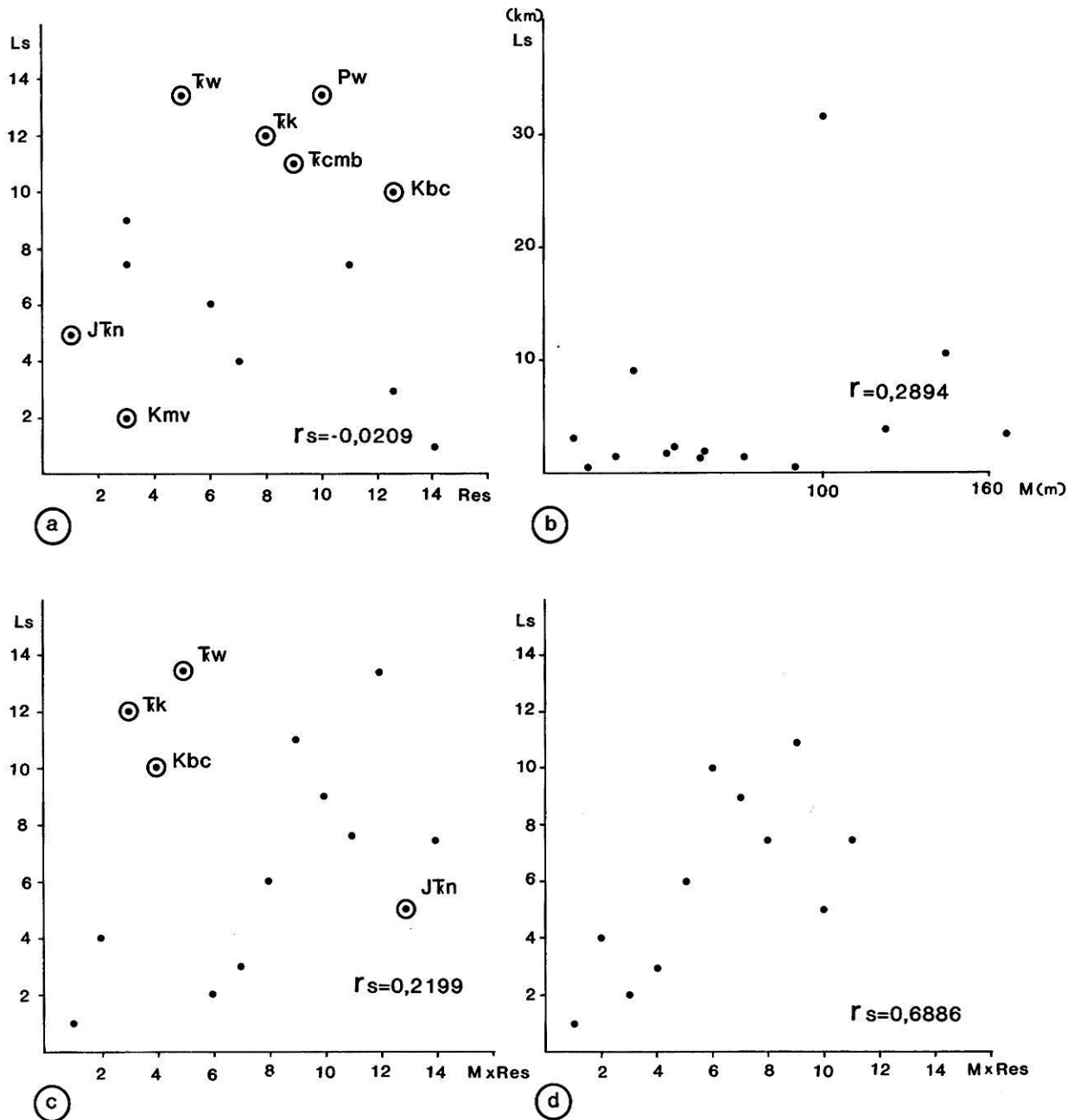


Abb. 46: Die Länge der Stufenfläche in Abhängigkeit von Resistenz und Mächtigkeit des Stufenbildners.

Kmv = Mesaverde Sandsteine; Kbc = Burro Canyon Formation; JK n = Navajo Sandstein; Tk = Kayenta Sandstein; Tw = Wingate Sandstein; Kcmb = Moss Back Sandstein; Pw = White Rim Sandstein.

und Mächtigkeit des Stufenbildners nur langsam zurückweicht, stehen der Abtragung lange Zeiträume zur Verfügung, die hangenden Gesteinsserien zu entfernen und ausgedehnte Plattformen zu bilden. Weicht ein Stufenhang schnell zurück, kann das hangende Material nur unvollkommen beseitigt werden, und es können auch in den distalen Teilen des Vorlandes der Folgestufe Erosionsreste erhalten bleiben. Außerdem werden resistente und mächtige

ge Stufenbildner im Rücken einer Frontstufe nur schwer durchschnitten, so daß entsprechende Verkürzungen von Stufenflächen seltener auftreten.

Die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2), dessen Mächtigkeit (4) und die Mächtigkeitsrelation (5) bleiben für die Länge der Stufenfläche ohne nennenswerte Bedeutung. Wohl aber spielen die Eigenschaften der strati-



Tab. 18: Rangziffern für das Produkt aus Mächtigkeit und Resistenz der Stufenbildner und für die Länge der Stufenfläche (bereinigte Daten).

Stufenbildner	Mächtigkeit x Resistenz	Länge der Stufenfläche
Kaibab Kalkstein	1	1
Kayenta/Wingate Sandstein	2	4
Mesaverde Sandsteine	3	2
Dakota Sandstein	4	3
Salt Wash Sandstein	5	6
Moss Back Sandstein	6	10
Emery Sandstein	7	9
Ferron Sandstein	8	7,5
White Rim Sandstein	9	11
Navajo Sandstein	10	5
Shinarump Konglomerat	11	7,5

Tab. 19: Rückwanderungsrate und Länge der Stufenfläche (Rangziffern).

Stufenbildner	Rückwanderungsrate	Länge der Stufenfläche
Shinarump Konglomerat	1	6
Salt Wash Sandstein	2,5	5
Dakota Sandstein	2,5	3
Mesaverde Sandsteine	4	2
Kayenta/Wingate Sandstein	5	4
Kaibab Kalkstein	6	1

graphisch höheren Gesteine eine wichtige Rolle (s.o.). Die Länge einer Stufenfläche wird auch bestimmt durch die Rückwanderungsgeschwindigkeit der Hangendstufe. Wandert diese sehr langsam zurück, fungiert sie als *Sammelstufe*, und die darunterliegenden, schneller zurückwandernden Schichtstufen können nur sehr kurze Stufenflächen ausbilden, im Extremfall nur Hangleisten innerhalb einer komplexen Stufe.

Wenn das hangende Sockelgestein sehr mächtig ist, bedarf es zu seiner Abtragung längerer Zeiträume, was, besonders in Kombination mit einem schnellen Zurückweichen des Stufenhangs, zu einer Verkürzung der Stufenfläche führt. Wenn dem Stufenbildner ein sehr dünnes Band weichen Materials auflagert, das seinerseits von einem mächtigen, resistenten Gestein überlagert wird, ergibt sich derselbe Effekt wie bei direktem Kontakt zweier Stufenbildner; das Hangendmaterial wird dann nur langsam entfernt. Die Stufenfläche in dem unteren Stufenbildner kann sich nicht entfalten und bleibt sehr kurz oder erscheint gar nicht als eigenständiges Reliefelement (vgl. WEBER 1958: 117).

Auch wenn andere Steuerungsfaktoren Einfluß auf die Länge der Stufenfläche gewinnen, bleibt die Schichtnei-

gung (6) doch wegen der geometrischen Zusammenhänge (vgl. Abb. 37, 41) von entscheidender Bedeutung. Die Beziehung zwischen Schichtneigung und Länge der Stufenfläche wurde für 90 Schichtstufen des Colorado Plateaus unabhängig von den beteiligten Stufenbildnern untersucht. Sekundärstufen an komplexen Stufenhängen wurden nicht herangezogen, wenn sie keine selbständigen Stufenvorsprünge bildeten. Es ergab sich der zu erwartende Befund, daß mit wachsender Schichtneigung die Länge der Stufenflächen abnimmt. Der Zusammenhang zwischen den Variablen ist zwar statistisch hoch signifikant (99,9%). Der numerische Wert des Korrelationskoeffizienten liegt jedoch recht niedrig ( $r = -0,3436$ ), und es ergibt sich ein entsprechend geringes Bestimmtheitsmaß (Tab. 20). Die Schichtneigung erklärt nur etwas mehr als 10% der Längenvarianz der Stufenflächen, ein Hinweis auf die starken Überlagerungen durch die Eigenschaften der beteiligten Gesteine.

Tab. 20: Beziehung zwischen der Schichtneigung und der Länge der Stufenfläche.

Stufenbildner	r	r <sup>2</sup>	SW
Mesaverde Sandsteine	-0,9340	0,8660	95%
Emery Sandstein	-0,9873	0,9748	95%
Ferron Sandstein	-0,9947	0,9849	99,9%
Dakota Sandstein	-0,5886	-	n.s.
Burro Canyon Formation	-0,8109	0,6576	95%
Salt Wash Sandstein	-0,8060	-	n.s.
Navajo Sandstein	-0,3054	-	n.s.
Kayenta Sandstein	-0,8381	0,7024	99,9%
Kayenta/Wingate Sandstein	-0,7499	0,5623	99%
Wingate Sandstein	-0,4865	-	n.s.
undifferenziert	-0,3436	0,1181	99,9%

r = Korrelationskoeffizient  
r<sup>2</sup> = Bestimmtheitsmaß (multipliziert mit 100 ergibt sich der Prozentanteil der Varianz der Stufenflächenlänge, der durch die Schichtneigung erklärt wird).  
SW = Sicherheitswahrscheinlichkeit für das Vorhandensein einer korrelativen Beziehung  
n.s. = nicht signifikant

Separat für die einzelnen Stufenbildner analysiert, verdeutlicht sich die Beziehung zwischen Schichtneigung und Stufenflächenlänge (Tab. 20). Von denjenigen Stufenbildnern, in denen für eine Einzelanalyse eine genügende Anzahl von Stufenflächen entwickelt ist, zeigen nur der Dakota Sandstein, der Salt Wash Sandstein, der Navajo und Wingate Sandstein keine signifikante Beziehung. Sonst ist die Schichtneigung immer signifikant bis hochsignifikant an der Steuerung der Länge der Stufenfläche beteiligt und erklärt zwischen 55% und 99% der Varianz der Stufenflächenlängen. Selbst die Mesa Verde Sandsteine schließen sich diesem Trend an, obwohl die Schichtneigung bei den erfaßten Strukturformen recht wenig schwankt.

Beim Dakota Sandstein ist keine signifikante Korrelation festzustellen, weil er, in bezug zur Neigung unsystema-

tisch, im Vorland von Sammelstufen nur kurze Stufenflächen bildet (z.B. Black Mesa), andererseits aber sehr ausgedehnte Flächen unterlagern kann. Immerhin liegt der Korrelationskoeffizient aber dennoch in der Nähe der Signifikanzschwelle. Beim Salt Wash Sandstein überlagern sich Einfluß von Schichtneigung und Mächtigkeit. In einer multiplen Korrelationsanalyse ergibt sich ein Koeffizient, der statistisch hoch signifikant (99%) ist ( $R = 0,9440$ ). Schichtneigung und Mächtigkeit erklären damit fast 90% der Längensvarianz der Stufenflächen im Salt Wash Sandstein. Im Navajo Sandstein verändern sich an einzelnen Schichtkämmen (z.B. Comb Ridge, Echo Cliffs) die Schichtneigungen im Hinterland der eigentlichen Kammrückhänge zu sanfterem Schichteinfallen, was zu einer Streckung der zugehörigen Stufenflächen führt. Der Wingate Sandstein tritt nur bei hoher Schichtneigung als selbständiger Stufenbildner auf, dementsprechend kurz sind auch wegen der direkten Auflagerung des resistenten Kayenta Sandsteins die zugehörigen Stufenflächen, die ähnlich wie der Buchtungsindex im Wingate Sandstein in ihrer Länge nur eine geringe Schwankungsbreite aufweisen, was zur Reduzierung des Wertes des Korrelationskoeffizienten beiträgt.

Die Neigungsrichtung (7) bleibt ohne Steuerungseinfluß. Wenn die Lage zum Gewässernetz (8) durch Schichtstufendurchbruchstäler gekennzeichnet ist, können diese die Durchschneidung des stufenbildenden Gesteins im Rücken einer Frontstufe begünstigen und damit zu einer Verkürzung der Stufenfläche führen. Bei hoher Vertikaldistanz und enger Nachbarschaft zur Vorflut (9) können Stufenflächen leichter durchschnitten und zerstört werden, was eine Verringerung ihrer Längenausdehnung bedingt.

Die Länge der Stufenfläche wird gesteuert durch Resistenz und Mächtigkeit des stufenbildenden Gesteins (1) (3), wobei die hangenden Gesteinsserien eine flankierende Steuerungsfunktion übernehmen. Die Schichtneigung (6) ist trotz des überlagernden Einflusses anderer Faktoren der bestimmende Steuerungsfaktor. Die Lage zum Gewässernetz (8) und zur Erosionsbasis (9) kann einige Variationen verursachen.

#### 5.4.4.9 Zerschneidung des Oberhangs

Die Morphodynamik der Stufenoberhänge ist im wesentlichen durch Prozesse der gravitativen Denudation geprägt (vgl. 5.4.4.3). Daneben können außer äolischem Feinmaterialabtransport auch fluviale Abtragungsmechanismen auftreten, die sich in der Zerschneidung des Oberhangs dokumentieren. Es werden in diesem Zusammenhang nicht nur Rinnen mit konkavem Längsprofil als Zerschneidungsformen des Oberhangs erfaßt, sondern auch solche Rinnen, die mit z.T. konvexem Längsprofil den Oberhang modellieren, oder auch nicht durchgehende Rinnen, die Teile des Oberhangs als Wasserfälle überwinden. Buchten im Grundrißverlauf der Strukturformen sind z.T. Ausdruck der auch am Oberhang aktiven Linearerosion.

Von den lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) wirkt sich vor allem die die Resistenz bestimmende Durchlässigkeit auf die Zerschneidung des Oberhangs aus. Zwar zeichnen sich einige der stufenbildenden Sandsteine nach Angaben von SCHUMM & CHORLEY (1966) durch hohe Porosität (23 bis 34%) aus, doch ist ihre Permeabilität in der Regel gering. So liegt die Durchlässigkeit der Sandsteine meist unter  $0,4 \text{ m/d}$  ( $10 \text{ gal/d} \cdot \text{ft}^2$ ) (COOLEY et al. 1969). Größere Bedeutung als die Permeabilität des homogenen Gesteinskörpers gewinnt hydromorphodynamisch jedoch seine Durchsetzung mit Klüften und seine dadurch gesteigerte Wasserdurchlässigkeit.

Eine sehr geringe Modellierung des Oberhangs durch Linearzerschneidung weist der verkarstungsfähige Kaibab Kalkstein auf. Auch die Gruppe der stark zementierten, resistenten sowie teilweise grobklüftigen Stufenbildner (Dakota Sandstein, Burro Canyon Formation, der basale Teil des Salt Wash Sandsteins, Moss Back Sandstein, Shinarump Konglomerat, White Rim Sandstein) zeigen nur geringe Oberhangzerschneidungsdichten. Dasselbe gilt auch für die klüftigen Sandsteine der Mesaverde Gruppe.

Durch höhere Zerschneidungsdichten sind die massiven, feinkörnigen, äolischen Sandsteine gekennzeichnet, die schon wegen ihrer weniger ausgeprägten Zementierung zur Ausbildung von gerundeten Oberhängen neigen (vgl. 5.4.4.3). Es verbinden sich mehrere Eigenschaften der massiven, feinkörnigen Sandsteine (Entrada, Navajo, De Chelly Sandstein), die ihre besondere Beeinflussung durch Linearerosion bedingen: ihre Massivität und wenig ausgeprägte Klüftung, ihre Feinkörnigkeit und somit geringe Durchlässigkeit sowie ihre Tendenz, wegen ihrer Verwitterungsanfälligkeit gerundete, flacher geneigte und damit längere Oberhänge auszubilden. Spektakuläre Linearerosionsformen finden sich im Navajo Sandstein im Zion Canyon und am Lake Powell sowie im De Chelly Sandstein im Canyon de Chelly.

An den Oberhängen der heterogen zusammengesetzten Stufenbildner (z.B. Kayenta Sandstein) zeigen sich ebenfalls stärkere Spuren linearerosiver Tätigkeit, wegen der Abfolge von Spezialstufen und Hangleisten (vgl. 5.4.4.3 und 5.4.4.4). Durch die Verlängerung des Oberhangs vergrößert sich dessen Niederschlagsgebiet; zusätzlich fördern die undurchlässigen Einschaltungen das Wirken des Oberflächenabflusses. Wegen des stufigen Reliefs des Oberhangs setzt sich auch das Längsprofil der Erosionsrinnen aus einer Serie von Flach- und Steilstrecken zusammen.

Die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2) und dessen Mächtigkeit (4) beeinflussen die Zerschneidungsdichte des Oberhangs nur in untergeordneter Weise. Wo sich sehr geringe Durchlässigkeit und große Mächtigkeit des Sockelgesteins vereinen, wird die Anlage von größeren Erosionsrinnen gefördert (vgl. 5.4.4.10), die dann in rückschreitender Erosion auf den Stufenbildner übergreifen können.

Bei nicht vertikaler Neigung des Oberhangs vergrößert sich mit zunehmender Mächtigkeit des Stufenbildners (3) dessen Länge und damit die Fläche des zugehörigen Niederschlagsgebietes, was besonders in den Stufenbildnern, die schon aufgrund ihrer lithologischen Eigenschaften die Linearerosion begünstigen, zu einer Verstärkung der Zerschneidungsprozesse führt.

Differenzierungen durch die Mächtigkeitsrelation (5) konnten nicht festgestellt werden. Auf die Bedeutung der Schichtneigung (6) für die Linearerschneidung des Stufenhangs war schon in anderem Zusammenhang hingewiesen worden (vgl. 5.4.4.2, Abb. 42).

Die Neigungsrichtung (7) besitzt einen erheblichen Einfluß auf die Zerschneidung des Oberhangs. *Achterstufenoberhänge*, die das oberflächlich abfließende Niederschlagswasser der Stufenfläche wegen der auf sie gerichteten Schichtneigung empfangen, sind durch Erosionsrinnen wesentlich stärker gegliedert und geformt als die zugehörigen Frontstufenoberhänge, was ja auch zu ihrer signifikant höheren Buchtung führt (vgl. 5.4.4.2). Die unterschiedliche Buchtung von Front- und Achterstufen (vgl. Tab. 16) ist auch ein deutliches Indiz für deren unterschiedliche Beeinflussung durch die die Zerschneidung der Oberhänge bedingenden Kräfte der Linearerosion.

Von den drei bei der Lage zum Gewässernetz (8) ausgegliederten Kategorien macht sich die Beeinflussung durch Fremdgewässer bei der Zerschneidung des Oberhangs bemerkbar. Wenn der Stufenhang Bestandteil einer komplexen Stufe ist, wird seine Zerschneidungsdichte, bedingt durch die von stratigraphisch höheren Teilen des komplexen Hanges auf ihn treffenden Rinnen, größer. Auch wenn auf der Stufenfläche noch Reste hangenden Materials erhalten sind, von dem aus Gewässer in Richtung auf den Stufenhang verlaufen, wird dessen Oberhangerschneidung dichter. Ebenso bedingt die Anzapfung von konsequenten Gewässern der Stufenfläche durch die Gewässer des Stufenhangs (vgl. SCHMIDT 1980a) eine verstärkte Tätigkeit der Linearerosion am Oberhang.

Enge Nachbarschaft zur Erosionsbasis und hohe Vertikaldistanz (9) statten die Gewässer des Stufenhangs mit höherer Erosionskraft aus, was sich bis in die Oberhangbereiche auswirken kann. Insgesamt wird die Zerschneidung des Oberhangs im wesentlichen durch die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1), die Schichtneigung (6) und die Neigungsrichtung (7) sowie die Lage zum Gewässernetz (8) beeinflusst.

#### 5.4.4.10 Zerschneidung des Sockelhangs

Die lineare Zerschneidung des im weichen Substrat gelegenen Sockelhangs erfüllt in zweifacher Hinsicht eine Funktion innerhalb der Morphodynamik der Strukturformen. Zum einen wird durch die linearerosive Tätigkeit im

Stufensockel dem Oberhang das Widerlager entzogen. Zum anderen stellen die Rinnen im Stufensockel Bahnen dar, über die das Schutzmaterial des Stufenhangs abtransportiert werden kann. Haldenzerschneidung im Sockelhangbereich wurde bei den Untersuchungen zur Zerschneidungsdichte und -intensität nicht berücksichtigt.

Alle Steuerungsfaktoren, die die Zerschneidung des Oberhangs beeinflussen (vgl. 5.4.4.9) steuern indirekt auch die Zerschneidung des Sockelhangs, da die Oberhangrinnen über den Stufensockel ins Vorland ziehen. Diese Steuerungsmechanismen werden in diesem Kapitel nicht mehr gesondert erwähnt. Der Sockelhang ist in der Regel stärker zerschritten als der zugehörige Oberhang; diese stärkere Zerschneidung ist Ausdruck anderer und zusätzlicher Steuerungseinflüsse.

Von ausschlaggebender Bedeutung für die Zerschneidung des Sockelhangs sind die Eigenschaften des Sockelgesteins (2). Dabei lassen sich die Sockelhänge in den einzelnen Sockelgesteinen in Typengruppen mit verwandter Ausprägung der Zerschneidungsattribute untergliedern. Die *Typengruppen* finden bezüglich der beteiligten Sockelgesteine eine enge *Entsprechung in der Neigungsklassifizierung* der Sockelhänge (vgl. 5.4.4.5, Abb. 43).

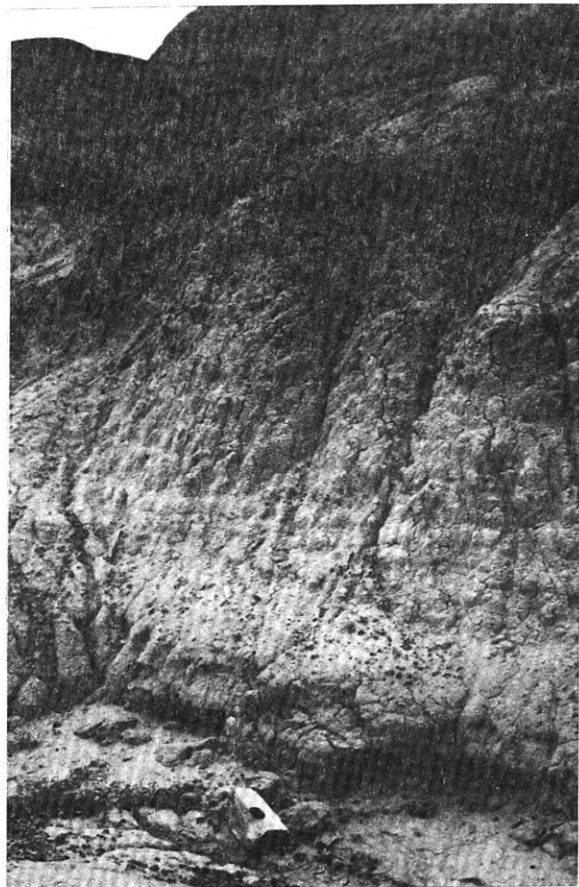
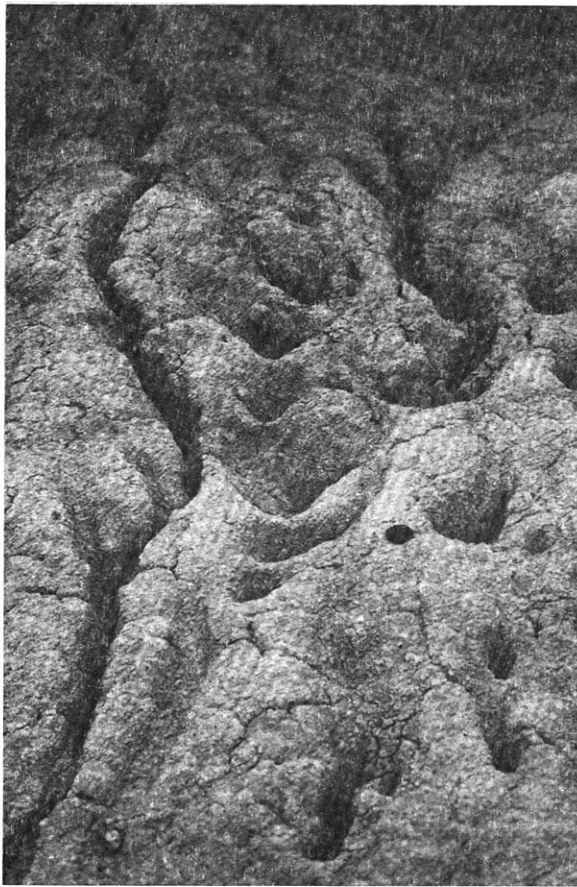
Sockelhänge, die aus weichen, undurchlässigen und leicht spaltbaren Tonschiefern und Tongesteinen aufgebaut sind, sind extrem stark badlandartig zerrunzt (*Typ 1*). Die Hänge der eng gescharten Rinnen sind durch Sekundärrunnen gegliedert. Wird von diesem Material der schützende Stufenbildner entfernt, kommt es zu allseitiger scharfer Zerschneidung der Resthügel mit Vergratung der Kämme und Verschneidung der zugehörigen Wasserscheiden. Derartig dicht zerschnittene Sockelhänge findet man im Mancos Shale und seinen Unterabteilungen (Blue Gate Shale, Tununk Shale). Die *hohe Zerschneidungsdichte* wird verursacht durch die extreme Undurchlässigkeit des Mancos Shale, die außer durch die Feinkörnigkeit noch durch die Schieferigkeit des Materials gefördert wird. Sämtliches Niederschlagswasser wird direkt dem Oberflächenabfluß zugeführt, und es bedarf bei den z.T. hohen Niederschlagsintensitäten (vgl. 1.2.2) eines dichten Entwässerungsnetzes, um die Abfuhr des Niederschlagswassers zu gewährleisten. Die große Undurchlässigkeit und die resultierende dichte Zerschneidung machen die Stufensockel im Mancos Shale zu einem sehr wirksamen Motor der Stufenabtragung durch Unterminierung des Stufenbildners.

Ein ganz anderes Verhalten gegenüber der Linearerosion am Sockelhang weisen die Tongesteine auf, die einen hohen Anteil an bentonitischem Material besitzen und in ihrer Tonmineralzusammensetzung durch ein Vorherrschen von Montmorillonit gekennzeichnet sind (Brushy Basin Fazies der Morrison Formation, Petrified Forest und Monitor Butte Fazies der Chinle Formation) (*Typ 2*). Bei Durchfeuchtung quillt das Material auf, bei nachfolgendem Austrocknen bilden sich Schrumpfungsrisse, die die Ober-

fläche mit einem polygonalen Muster überziehen. Die Wasseraufnahmefähigkeit und nachfolgende Austrocknung mit der Ausbildung oft tiefer Risse hat einen doppelten Effekt für die Morphodynamik dieser Sockelhänge. Der Austrocknungsvorgang führt zu einer Kompaktierung des Materials mit einer entsprechenden Verhärtung der oberflächennahen Zone, was eine verstärkte Resistenz des Gesteins zur Folge hat. Wenn nach der Austrocknung ein erneutes Niederschlagsereignis einsetzt, trifft dieses zunächst auf eine verhärtete Oberfläche, und die *Trockenrisse* ermöglichen als zweiten, wichtigeren Effekt eine Versickerung und unterirdische Abführung des Niederschlagswassers. Erst nach längerem Andauern des Niederschlagsquellen die Tonminerale wieder auf. Die unterirdische Entwässerung bedingt in einem sich selbst verstärkenden Prozeß die Erweiterung initial angelegter Trockenrisse und läßt karstähnliche Formen mit kleinen Schlucklöchern, Höhlengängen und "Karstquellen" entstehen (Photo 14, 15). Derartige, dem *Piping* verwandte Formen, sind in den bentonitischen Gesteinen des Colorado Plateaus mehrfach beobachtet und beschrieben worden (HUNT 1953, MEARS 1963, RATHJENS 1973).

Die besonderen hydromorphodynamischen Eigenschaften der montmorillonitreichen Tongesteine vermindern den Anteil des direkt oberflächlich abfließenden Wassers bei gleichzeitig erhöhter Resistenz der Hangoberfläche, was insgesamt eine wesentlich *geringere Zerschneidungsdichte* und -intensität des Sockelhangs mit einem weitmaschigeren Rinnennetz zur Folge hat. Aus der geringeren Bedeutung des oberflächlich abfließenden Wassers läßt sich auch das konvexe Hangprofil der bentonitischen Sockelgesteine ableiten (vgl. 5.4.4.5).

In den heterogen geschichteten Sockelgesteinen mit zwischengelagerten Schichten aus Sandsteinen, Konglomeraten, silifizierten Partien oder Kalksteinen wird die *Sockelhangzerschneidung gehemmt*. Vertreter dieses Sockelgesteinstypus sind die Church Rock und Owl Rock Fazies der Chinle Formation, die Organ Rock Fazies der Cutler Formation im südlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes und die Halgaito Fazies der Cutler Formation (Typ 3). Die resistenten Schichten wittern als Leisten heraus. Die Hangzerschneidung wird um so mehr eingeschränkt, je dichter die resistenten Einlagerungen geschart sind und je mächtiger



Photos 14 und 15:

Pseudokarst in den montmorillonitreichen, bentonitischen Tongesteinen der Petrified Forest Fazies der Chinle Formation. Das Sockelgestein ist von Trockenrissen durchzogen. Es bilden sich kleine "Schlucklöcher" (14). Am Hangfuß tritt das Niederschlagswasser in "Karstquellen" wieder hervor (15). Als Größenvergleich dient in beiden Photos der Linsenschutz (Aufnahmen: SCHMIDT 1980).

sie werden. Die dennoch in diesem Sockelhangtyp zahlreich vorhandenen Rinnen sind weniger stark eingetieft als diejenigen in den homogenen Tongesteinen. Sie weisen ein gestreckteres, wenn auch noch konkaves Längsprofil auf. Die Rinnen dieser Sockelhänge sind durch auffallend parallele Anordnung gekennzeichnet (SCHIPULL 1980) und gliedern den Hang in sehr regelmäßigen Abständen. Zwar ist auch in den übrigen Sockelhangtypen das Entwässerungsnetz parallel gestaltet, doch findet man dort auch konvergierende Gerinne und merkliche Ansätze einer Verzweigung, die in den heterogenen Sockelgesteinen fehlt. Das kann dadurch erklärt werden, daß die Entwässerungsrinnen, haben sie sich einmal in eine am Hang ausstreichende resistente Lage eingeschnitten, in ihrem Verlauf festgelegt sind, während in den homogenen, durchweg weichen Gesteinen größere Rinnen benachbarte, weniger ausgeprägte Rinnen durch Wasserscheidenverlegung leichter an sich ziehen können.

In Sockelgesteinen, die unter der schützenden Decke des Stufenbildners wandartig versteilt sind (Summerville Formation, Dewey Bridge Fazies des Entrada Sandsteins, Moenkopi Formation, Organ Rock Fazies der Cutler Formation im nördlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes), sind häufig zusätzlich zu den schon im Oberhang vorhandenen Entwässerungslinien keine weiteren Rinnen entwickelt (Typ 4). Diese Sockelhänge werden dominant durch gravitative Denudation geprägt, und das *Wirken der Linearerosion tritt im Vergleich mit anderen Sockelhangtypen zurück*. Sie kennen keine ausgeprägte sockelhangimmanente Zerschneidung. Wenn diese regelhaft und dünn geschichteten mit Gipsbändern durchsetzten Sockelgesteinstypen von der vorflutgesteuerten oder vom Oberhang ausgehenden Zerschneidung erfaßt werden, werden in ihnen enge Schluchten mit senkrechten Wänden ausgebildet, und am Sockelhang entstehen die besonders für die Moenkopi Formation typischen Säulen.

Die Steilwände der Schluchten unterliegen denselben Abtragungsmechanismen wie der steilwandige Sockelhang, es tritt hier jedoch die seitliche Unterschneidung durch die Entwässerungsrinnen hinzu. Häufig bilden noch Reste der hangenden resistenten Deckschicht den oberen Abschluß der Wand (vgl. Photo 11). Mit fortschreitender Abtragung bleiben nur noch fingerförmige, isolierte Reste des Sockelmaterials erhalten. Nicht wenige der Orientierungsmarken der frühen Expeditionen auf dem Gebiet des Colorado Plateaus sind spektakuläre Abtragungsreste dieser Wände in Form von zum Teil isolierten Türmen (Organ Rock im Monument Valley in der Organ Rock Fazies; Chimney Rock am Capitol Reef in der Moenkopi Formation; Fisher Towers bei Moab in der Moenkopi Formation; Navajo Twins bei Bluff in der Summerville Formation).

In einer vergleichenden quantitativem Untersuchung wurden die *Sockelhangzerschneidungsdichten* für die unterschiedlichen Typen ermittelt. Diese Untersuchung war von einschränkenden Umständen betroffen. Großmaßstäbige

Karten oder Luftbilder lagen nicht für alle Sockelhangtypen vor, so daß im Sinne einer vergleichbaren Informationsgrundlage auf die topographische Karte 1 : 62 500 zurückgegriffen werden mußte. Wenn man jede tributäre Runse an den Hängen der einzelnen stufenhangabwärts gerichteten Rinnen einbezieht, liegt die tatsächliche Zerschneidungsdichte um ein Mehrfaches über den aus der Karte abgelesenen Werten. LARONNE (1982) gibt für Hänge im Mancos Shale durchschnittliche Zerschneidungsdichten von  $60 \text{ km}^{-1}$  an. Für eine Vergleich sind die Kartenwerte dennoch wertvoll.

Die größte Dichte ( $7,9 \text{ km}^{-1}$ ) wurde im Henry Mountains Becken an der Caineville Mesa (vgl. Abb. 19) im Blue Gate Shale festgestellt. Die Sockelhänge im Mancos Shale (Typ 1) zeichnen sich überhaupt durch die größten Dichtewerte aus.

Repräsentativ für die zweite Gruppe wurden Sockelhänge in der Brushy Basin Fazies der Morrison Formation und in der Petrified Forest Fazies der Chinle Formation herangezogen. Die Brushy Basin Fazies weist im westlichen Colorado, wo sie besonders mächtig entwickelt ist, eine mittlere Zerschneidungsdichte von  $4,2 \text{ km}^{-1}$  auf. Die Petrified Forest Fazies tritt nur im südlichen Untersuchungsgebiet als alleiniges Sockelgestein auf, unter der hier stufenbildend wirkenden Owl Rock Fazies (vgl. Anhang). Im Sockel der Ward Terrasse östlich des Little Colorado River werden Zerschneidungsdichten zwischen 4 bis  $5 \text{ km}^{-1}$  erreicht.

Stellvertretend für die Sockelhänge in heterogen aufgebauten Sockelgesteinen (Typ 3) wurde die Zerschneidungsdichte in Sockelhängen der Church Rock und Owl Rock Fazies in den Canyonlands gemessen. Sie liegt hier um  $5 \text{ km}^{-1}$ . Zwar ist die Zerschneidung in den von resistenten Leisten gegliederten Sockelhängen nicht sehr tief, doch zeigt der Wert, daß sie relativ dicht ist. In den Sockelhängen aus wandbildenden Sockelgesteinen (Typ 4) konnte wegen der mit ihrer hohen Neigung verbundenen geringen Länge der Horizontalprojektion keine Bestimmung der Zerschneidungsdichte durchgeführt werden.

Im Vergleich mit Taldichtewerten aus den humiden Auertropen ( $2$  bis  $3 \text{ km}^{-1}$ ) liegen die Dichtewerte der Sockelhänge des Colorado Plateaus wesentlich höher. Es sei dennoch nochmals angemerkt, daß die tatsächliche Zerschneidungsdichte erheblich größer ist als sie aus der relativ kleinmaßstäbigen Karte abgelesen werden kann (vgl. LARONNE 1982). GREGORY & WALLING (1973) haben auf den Einfluß des Maßstabes auf Taldichtebestimmungen hingewiesen.

Die Zerschneidungsdichte des Sockelhangs gibt Aufschluß darüber, wie stark die Linearerosion an der Abtragung des Sockelhangmaterials, an der Abfuhr des vom Oberhang kommenden Schutts und an der Unterminierung des Stufenbildners beteiligt ist. Von großer Effizienz ist die Linearerosion in den weichen, homogenen Tongesteinen

(Typ 1, z.B. Mancos Shale). Etwas zurück tritt die Bedeutung der Linearerosion bei den heterogen geschichteten Sockelgesteinen (Typ 3). Hier vereinigen sich die Wirkung von Linearerosion und erhöhter Hangneigung (vgl. 5.4.4.5) bei der Unterminierung des Stufenbildners und der Induzierung von Felsstürzen. Bei den zur Wandbildung neigenden Sockelgesteinen fehlt die stufenhangimmanente Zerschneidung als Antrieb der Oberhangabtragung weitgehend (Typ 4). An ihre Stelle tritt die Übersteilung des Sockelhangs, die die Auflast des Stufenbildners auf dem relativ wenig widerständigen Material instabil werden läßt. Der Prozeß der gravitativen Denudation wird zudem durch die besonderen lithologischen Merkmale dieser Sockelgesteine gefördert (vgl. 5.4.4.5).

Das Zusammenspiel und die *gegenseitige Ergänzung von Sockelhangzerschneidung und -neigung* ist in den besprochenen Fällen offenbar. Wo die Zerschneidung stark ist, ist die Neigung nicht sehr hoch, und wo die Neigung sehr hoch ist, spielt die Zerschneidung nur eine untergeordnete Rolle. Wo Materialeigenschaften eine dichte Zerschneidung verhindern, lassen diese eine verstärkte Hangneigung als *Kompensationsmechanismus* zu. Für eine Destabilisierung des Stufenbildners und die Bereitstellung von Schuttmaterial vom Oberhang ist im System der ariden Morphodynamik der Strukturformen entweder durch eine hohe Zerschneidungsdichte (Typ 1) oder durch große Neigung (Typ 4) oder durch eine Kombination beider Faktoren bei jeweils nicht extremer Ausbildung der beiden Einflußgrößen (Typ 3) gesorgt.

Aus diesem Schema bricht lediglich der Sockelhangtyp der bentonitischen Sockelgesteine aus (Typ 2), bei dem relativ geringe Neigung mit relativ geringer Zerschneidungsdichte vergesellschaftet auftritt. Die quellfähigen Tonminerale, die den Prozeß einer Pseudoverkarstung im Sockelhangbereich und damit eine Verminderung der Zerschneidung und Neigung bedingen (s.o.), fördern andererseits die Stufenhangabtragung, indem sie das Sockelgestein in durchfeuchtetem Zustand fließfähig machen, so daß es als Gleithorizont für Rutschungen im Stufenbildner auch bei geringen Hangneigungen dienen kann.

Für alle Sockelhänge gilt, daß sich mit zunehmender Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) die substratspezifische Intensität der Zerschneidung verstärkt. Mit wachsender Mächtigkeit nimmt auch die Länge des Sockelhanges zu (vgl. 5.4.4.6), was eine Vergrößerung des zugehörigen Einzugsgebietes bedingt. Bei sehr geringmächtigen Stufensokkeln ist eine Zerschneidung kaum ausgeprägt, während die Rinnen in Sockelhängen des Mancos Shale bei größerer Mächtigkeit mehrere Dekameter Tiefe erreichen können. Auch die Tendenz zur Gerinnekonvergenz nimmt bei größerer Mächtigkeit des Sockelgesteins zu. Eine größere Bedeutung der Sockelhangzerschneidung bei wachsender Mächtigkeit ist ebenfalls bei den sonst wandartige Formen bildenden Sockelgesteinen festzustellen, da sie als Wände nur in begrenzter Höhe stabil sind und bei Überschreitung dieser Stabilitätsgrenze Halden am Hangfuß bilden (vgl.

Abb. 43d), von denen eine Hangzerschneidung ausgehen kann.

Große Vertikaldistanz und enge Nachbarschaft zur Vorflut (9) haben auf die Zerschneidungsintensität des Sockelhangs einen direkteren Einfluß als auf die Zerschneidung des Oberhangs. Beide Umstände fördern die Zerschneidungsintensität und beleben die Stufenhangabtragung durch Linearerosion. Allerdings kommt der rezente *Arroyo-Bildung* (Gully-Zerschneidung) in den Vorflutern nicht überall der Auslöseeffekt einer stärkeren Aktivierung der Stufenhangzerschneidung zu, wie sie von SCHIPULL (1980) für Teile der Comb Ridge angenommen wurde.

Im Canyonlands Nationalpark am North Cottonwood Creek (vgl. Abb. 15) und an anderen Stellen, ebenso an der Comb Ridge nördlich des San Juan River wurden Untersuchungen angestellt zum Verhältnis der Gesamtanzahl der Sockelhangrinnen zur Anzahl der Rinnen, die sich bis auf das rezente Niveau der unmittelbar vorgelagerten Vorflut eingeschnitten hatten. Dabei wurde festgestellt, daß bei weitem nicht alle Rinnen in der Lage waren, dem von der Vorflut ausgehenden Eintiefungsimpuls zu folgen. Nur die größeren Gerinne und dabei bevorzugt die von Achterstufen herabziehenden Gewässer mit größerem Einzugsgebiet hatten sich bis auf das rezente Niveau der Vorflut eingetieft. In der Regel war es nur eine von zehn Sockelhangrinnen, an die der Erosionsimpuls weitergegeben worden war. Daraus geht hervor, daß zu einer Systemanpassung längere Zeiträume benötigt werden. Bei komplexen Sockelhängen dauert die Fortpflanzung des Impulses in obere Hangteile noch entsprechend länger.

In diese Richtung der Interpretation tendieren auch die Ergebnisse eines Computersimulationsmodells (VANDERPOOL 1982). In dem Modell wurden Auswirkungen von Erosionsbasisveränderungen auf die Dynamik eines kleinen Einzugsgebietes untersucht, das in seiner Prozeßausstattung typisch ist für die Canyonlands des Colorado Plateaus (VANDERPOOL 1982: 214). Die Ergebnisse zeigen, daß lange Zeiträume (Zehntausende von Jahren) benötigt werden, um Erosionsbasisschwankungen hangaufwärts fortzupflanzen.

Für die Beeinflussung der Zerschneidung des Sockelhangs erhält bei speziellen Verhältnissen neben den unabhängigen Steuerungsfaktoren auch eine abhängige morphometrische Variable, der Grundrißverlauf, eine gewisse Funktion. Die Rinnen sind an Stufenvorsprüngen häufig kürzer als an den übrigen Hangabschnitten, da sie hier erst tiefer am Hang einsetzen (vgl. SCHIPULL 1980). Dieses Phänomen dürfte im Zusammenhang mit der an Stufenvorsprüngen oft größeren Neigung zu sehen sein (vgl. 5.4.4.5), die ihrerseits für eine Destabilisierung des Hanges sorgt, und die das Niederschlagsgebiet des Sockelhangs verkleinert.

Neben den die Zerschneidungsdichte und -intensität des Oberhangs bestimmenden Steuerungsfaktoren gewinnen die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2)

und dessen Mächtigkeit (4) entscheidende Bedeutung für die Zerschneidung des Sockelhangs.

#### 5.4.4.11 Schuttbedeckung des Sockelhangs

Die Beschickung des Sockelhangs mit Schutt vom Oberhang, die Verteilung des Schutts auf dem Sockelhang, Aufbereitung und Weitertransport des Schutts sind entscheidende Mechanismen innerhalb der Morphodynamik der Strukturformen. Wo ein Ungleichgewicht zwischen Schutzzufuhr und Schuttabfuhr besteht, funktionieren entweder die Auslösemechanismen der Bereitstellung von Schutt vom Oberhang nicht (mehr) in effektiver Weise, oder der Sockelhang ertrinkt bei fehlender oder zu geringer Abfuhr im Schutt und die Rückwanderungsdynamik setzt aus.

SCHUMM & CHORLEY (1966: 33) haben eine Verhältniszahl der Schuttaufbereitung eingeführt (weathering ratio), die in einem Quotienten *Schuttproduktion und Schuttzerstörung* gegenüberstellt. Bei Überproduktion von Schuttmaterial wird der Wert des Quotienten größer als 1. Für die Schichtstufen des Colorado Plateaus kommen die Autoren zu dem Ergebnis, daß diese mit wenigen Ausnahmen in der Schuttaufbereitung mit der Schutzzufuhr Schritt halten, was sie als Zeichen für aktive Morphodynamik mit schneller Stufenrückwanderung interpretieren.

*Produktion, Verteilung, Aufbereitung und Weitertransport des Schutts* geschehen je nach der Ausprägung der einzelnen Steuerungsfaktoren in sehr differenzierter Weise, wobei die lithologischen Eigenschaften von Stufenbildner und Sockelgestein (1, 2) im Vordergrund stehen. Die von einem grobmaschigen Klufnetz durchsetzten Stufenbildner von mittlerer bis hoher Resistenz beschicken den Sockelhang mit vornehmlich grober Blockstreu (Dakota Sandstein und Burro Canyon Formation, Wingate Sandstein, Shinarump Konglomerat, White Rim Sandstein). Bei den massiven, kreuzgeschichteten, relativ gering resistenten Sandsteinen, die zum Absanden neigen (Entrada, Navajo und De Chelly Sandstein), tritt diese Eigenschaft zurück, was jedoch nicht bedeutet, daß auf den zugehörigen Sockelhängen grober Blockschutt fehlt. Die gravitative Denudation wird hier besonders durch Exfoliation entlang von oberflächenparallelen Entlastungsklüften begünstigt (vgl. BRADLEY 1963). Aber auch durch tektonische Beanspruchung entstandene im regionalen Maßstab zu verfolgende Klüfte spielen eine Rolle (z.B. im Gebiet der Salzantiklinalen). Die vom Sockelhang ausgehende Unterminierung führt auch hier zur Mobilisierung größerer Blöcke.

Die Zusammensetzung der heterogen aufgebauten und unregelmäßig geschichteten Stufenbildner spiegelt sich in der zugehörigen Schuttstreu des Sockelhangs im Wechsel von sehr grobem bis feinkörnigem Material wider. So finden sich auf den Sockelhängen unterhalb des Point Lookout Sandsteins an der Mesa Verde sowohl z.T. mehrere Meter

Durchmesser messende Blöcke aus den oberen Partien des Sandsteins wie plattiges und feinkörniges Material aus seinen zwischengeschalteten, dünn-schichtigen und feineren Lagen. Ähnliches Verhalten zeigen die stufenbildenden Gesteine der Green River Formation, die Wasatch Formation in Südwestutah, der Emery und Ferron Sandstein, der Salt Wash Sandstein und der Kayenta Sandstein.

Für die Sockelhänge, die ihre substratspezifischen Neigungen (vgl. 5.4.4.5) und Zerschneidungsmerkmale (vgl. 5.4.4.10) ausbilden, wenn sie nicht von Schutt beeinflusst werden, stellt die Schutzzufuhr vom Oberhang einen Fremdkörper dar, der die Sockelhangmorphodynamik stört, aber auch in sie inkorporiert sein will (SCHIPULL 1978, 1980). Im Sinne einer Kontinuität der Betrachtung ist es zweckmäßig, die Verteilung und den Transport des Schutts auf dem Sockelhang gemäß der Systematisierung der Sockelhangtypen zu analysieren, die sich bereits bei der Untergliederung von speziellen Neigungstypen (vgl. 5.4.4.5, Abb. 43) und Zerschneidungstypen (vgl. 5.4.4.10) als sinnvoll und praktikabel erwiesen hat. Über diese formale Begründung hinaus ist die Beibehaltung dieser Klassifizierung auch aus morphodynamischen Gründen notwendig.

Die Sockelhänge in den weichen, homogenen Sockelgesteinen (*Typ 1*) z.B. des Mancos Shale erhalten in der Korngröße sehr heterogen zusammengesetzten Schutt von den Gesteinen des Oberhangs (Mesaverde Sandsteine, Emery und Ferron Sandstein). In der Verteilung des Schutts auf diesem Sockelhangtyp fallen einige immer wieder anzutreffende Phänomene auf. Es erfolgt *keine systematische Sortierung der Korngrößen*. Die Korngrößenverteilung am Hang wirkt chaotisch und zufällig. In den Rinnen läßt sich in der Regel keine signifikante Abnahme der Korngröße des Grobschutts in Richtung zum Hangfuß nachweisen. Diese Merkmale sind eher Ausdruck einer gewissen Regellosigkeit und Unordnung.

Dennoch lassen sich einige *Ordnungsprinzipien* verfolgen (Abb. 47a). Unterhalb des Kontaktes von Stufenbildner und Sockelgestein liegt im oberen Teil des Sockelhangs ein Band verstärkter Konzentration von Oberhangschutt, der durch ein Nebeneinander von Grob- und Feinmaterial gekennzeichnet ist. Im Mittel- und Unterteil konzentriert sich der Schutt in den dicht gescharten, z.T. Dekameter tiefen Rinnen. Nur sehr vereinzelt findet man Grobschutt auch auf den Wasserscheiden zwischen den Hangrinnen. Am Hangfuß ist bei nicht zu großer Mächtigkeit des Sockelgesteins (s.u.) der sehr grobe Blockschutt angereichert. Die groben Blöcke werden bei Felssturzereignissen bis zum Hangfuß transportiert. Den Sockelhang überdeckende Schuttkegel entwickeln sich nur bei Ereignissen sehr hoher Größenordnung und sind ausgesprochen selten zu beobachten. Die Rinnen sind in der Lage, auch größere Schuttmassen aufzunehmen. Die Rinnen dieses Sockelhangtyps sind nicht nur verantwortlich für die Unterminierung des Stufenbildners, sie leisten auch ihren Beitrag bei der Ab-

fuhr des Schuttmaterials, dabei besonders bei der zügigen - Abfuhr von Feinmaterial.

Im Prinzip der Verteilung und des Transports des Schutts unterscheiden sich Sockelhangtyp 1 und der in den bentonitischen Tongesteinen (Brushy Basin Fazies der Morrison Formation u.ä.) entwickelte *Sockelhangtyp 2* weniger als in der Stärke ihrer Neigung und der Ausprägung ihrer Zerschneidung (Abb. 47a, b). Auch hier ist im oberen Teil des Sockelhangs Schutt angereichert, der sich hangabwärts in Rinnen konzentriert. Sehr grobe Blöcke liegen z.T. auch im Hangfußbereich. Unterschiedlichkeiten zwischen den beiden Typen liegen darin, daß, sieht man von der Hangfußzone ab, das Grobmaterial bei Typ 2 vorwiegend im oberen Teil des Sockelhangs zu finden ist, und daß in den Rinnen in Richtung auf den Hangfuß der prozentuale Anteil des feineren Schuttmaterials merklich zunimmt. Die Begründung für den verstärkten Anteil des Grobmaterials im oberen Sockelhang wird bei der Erörterung des Steuerungseinflusses der Mächtigkeit des Stufenbildners gegeben. Stellenweise bilden sich im Übergang zwischen Sockelhang und Vorlandfläche kleine Schwemmkegel. Auch bei diesem Sockelhangtyp stellt die Sockelhangzerschneidung einen integrierten Bestandteil der Schuttabfuhr dar.

Größere Abtragungswirksamkeit als kleine Felssturzereignisse haben an den Sockelhängen aus bentonitischem Tongestein große *Schollenrutschungen*, die zu chaotischer Materialverteilung auf dem Sockelhang führen und deren weitere Abtragung und Zerstörung sockelhangunabhängigen Mechanismen unterliegt (vgl. STRAHLER 1940). An den Vermilion Cliffs und Red House Cliffs sind die Sockelhänge in kilometerlangen Teilen ihrer Erstreckung durch Schollenrutschungen überdeckt (STRAHLER 1940, MULLENS 1960). Auf der Karte der Verbreitung von Rutschungssedimenten auf dem östlichen Colorado Plateau (COLTON et al. 1975a, b, c) sind gerade die Gebiete an Stufenhängen mit bentonitischem Gestein als besonders betroffen ausgewiesen.

Auf den Sockelhängen in den heterogen aufgebauten Sockelgesteinen (Church Rock und Owl Rock Fazies der Chinle Formation u.ä.) (*Typ 3*) sind Verteilung und Transport des Schuttmaterials grundsätzlich anders geregelt (Abb. 47c). Hier trägt die substratspezifische Zerschneidung zwar zur Unterminierung des Stufenbildners entscheidend bei, doch sind die Sockelhangrinnen an der Abfuhr des Schutts nur in untergeordneter Weise beteiligt. Nur wenn es sich um Schutt mittlerer und geringer Korngröße von Felssturzereignissen geringer Größenordnung handelt, wird der Schutt durch die wenig tief eingeschnittenen Rinnen abgeführt. Grobe Blöcke liegen außer am Hangfuß bevorzugt auf den Wasserscheiden außerhalb der Rinnen. Zusätzlich zu dem vom Oberhang kommenden Material liefern auch die resistenten Schichten des Sockelhangs grobkörnigen Schutt, was zu einer erhöhten Schuttbelastung führt. Die Hangzerschneidung, die bei diesem Sockelhangtyp schon durch die resistenten Einlagerungen

retardiert abläuft, meidet die Position der groben Blöcke und die Morphodynamik ist bestrebt, sie durch andere Mechanismen als die der direkten Einwirkung der Linearerosion zu destabilisieren (s.u.).

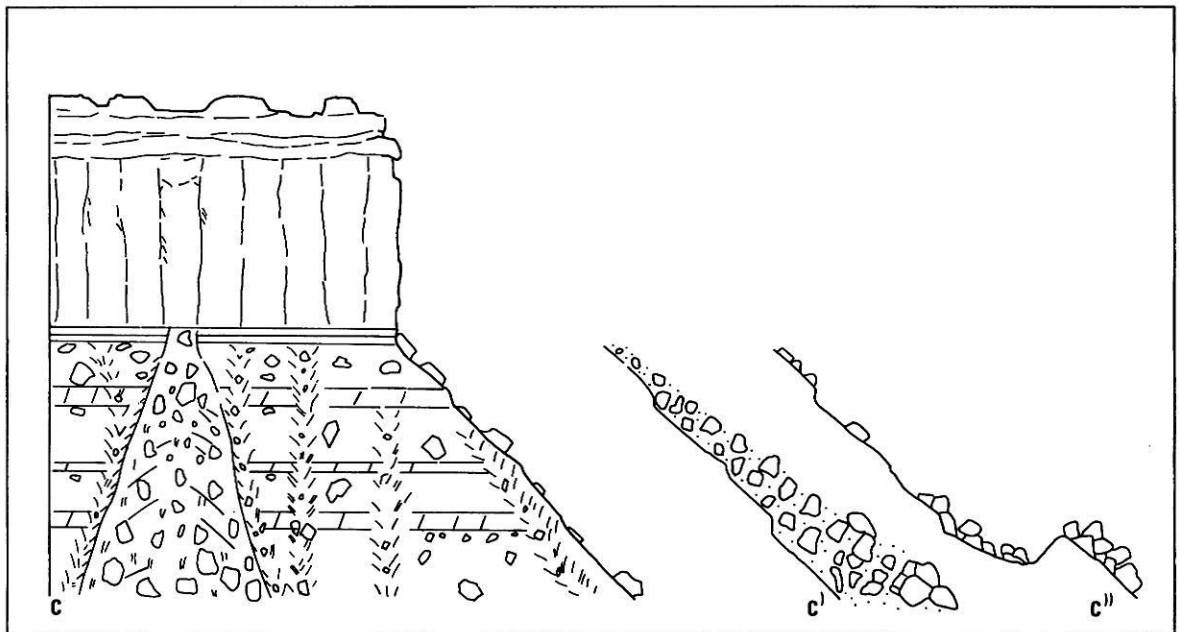
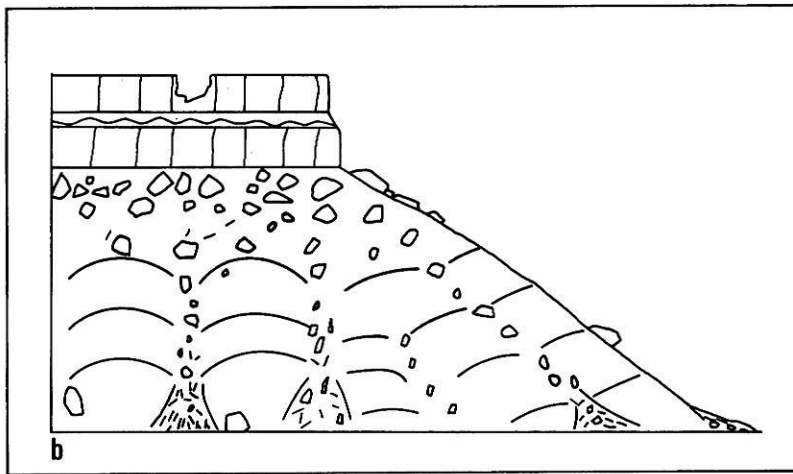
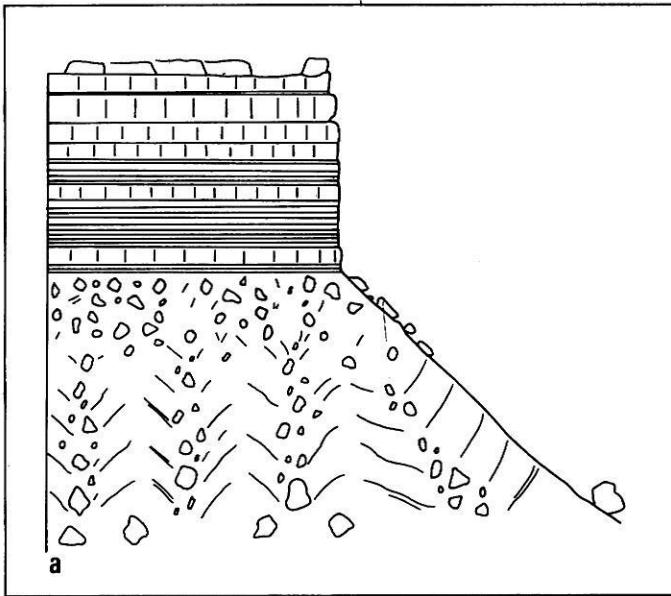
Bei größeren Abbrüchen vom Oberhang kommt es zur Ausbildung von *Schutthalden*, die den Sockelhang in seiner gesamten Länge überdecken können und die selbständige Hangzerschneidung außer Funktion setzen. Die Oberfläche der Schuttkegel unterliegt in ihrer Abtragung ihren eigenen Gesetzen, während der Schuttkegel gleichzeitig von den durch ihn abgedrängten Rinnen seitlich angegriffen und unterminiert wird (Abb. 47c). SCHIPULL (1980) hat die Prozesse der Schuttkegelproduktion und Schuttkegelbeseitigung für die Halgaito Fazies im Sockelhang unterhalb des Cedar Mesa Sandsteins an der Cedar Mesa in Südostutah detailliert beschrieben..

Durch die Schuttkegel wird die Hangneigung im Sockelhangbereich verringert. Dadurch wird der Hang an der betroffenen Stelle zeitweilig stabilisiert und der Oberhang während dieser Zeit nicht von Nachsturzereignissen durch Unterminierung betroffen. Dieser Zustand entspricht der Ausgangslage des Modells der Stufenhangabtragung von KOONS (1955). Durch Entfernung des Schuttkegels wird die Hangneigung wieder verstärkt, der Stufenbildner destabilisiert und ein neuer Zyklus eingeleitet (vgl. KOONS 1955). Wenn sehr mächtige Schuttkegel den Hang bedecken, können sich hangfußnahe Teile des Kegels samt dem sie unterlagernden Sockelgestein durch seitliche Umfließungsrinnen vom Sockelhang lösen und die von KOONS (1955) und BARTH & BLUME (1972) beschriebenen *Schutttrampen* (talus flatirons) bilden (Abb. 47c', c'').

Bei den wandartig verstellten Sockelhängen (*Typ 4*) in den laminar geschichteten Silt- und feinen Sandsteinen (Summerville Formation u.ä.) stürzt der vom Oberhang kommende Schutt bis zum Hangfuß oder auf die vor den vertikalen Hangpartien liegenden Schutthalden (Abb. 47d), die hauptsächlich aus herabgefallenem Sockelhangmaterial bestehen (vgl. Abb. 43d). Wenn der Stufenbildner mächtiger ist (z.B. Bluff Sandstein), können Schuttkegel aus Grobschutt den gesamten Sockelhang überdecken. Die feingeschichteten, von vertikalen Klüften gegliederten Sockelgesteine bilden am Hang häufig säulenartige Formen, die noch eine Kappe aus stufenbildendem Material tragen. Unter dessen Auflast kommt es besonders bei Durchfeuchtung zum Absitzen der Säulen am Hang. Dabei rutschen diese Schollen hoher Vertikal- und geringer Horizontalausdehnung manchmal nur um wenige Meter ab, selten über die gesamte Sockelhanghöhe. Durch das Wirken dieses Prozesses gerät Grobschutt aus dem Oberhang auch in die mittleren und oberen Teile des Sockelhangs.

So stark die Differenzierung der einzelnen Sockelhangtypen in der Verteilung und dem Transport des Schutts auch sein mag (Abb. 47), ob der Transport vom Oberhang zum





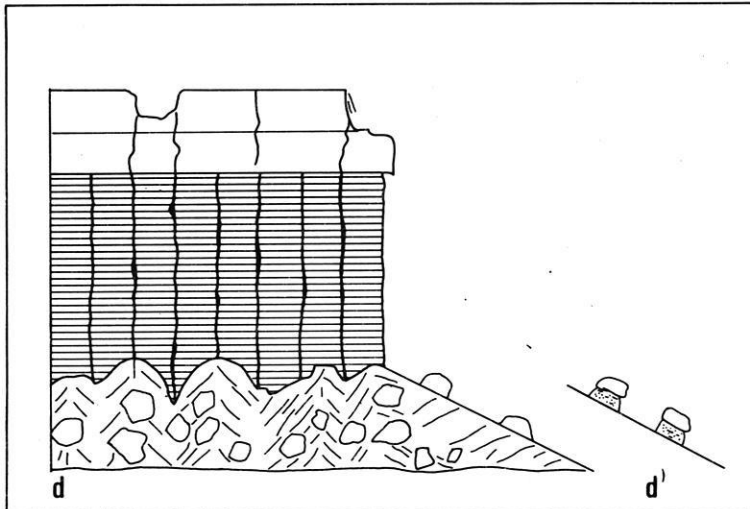


Abb. 47: Schuttbedeckung auf verschiedenen Sockelhangtypen.

- (a) Sockelhang in weichen, homogenen Sockelgesteinen (z.B. Mancos Shale), Schuttkonzentration im oberen Sockelhang, dichte Sockelhangzerschneidung mit Schuttkonzentration in den Hangrinnen.
- (b) Sockelhang in bentonitischen Tongesteinen (z.B. Brushy Basin Fazies der Morrison Formation), Schuttverteilung wie in Typ 1 bei geringerer Zerschneidungsdichte, Grobmaterialkonzentration im oberen Sockelhang, da dieser Sockelgesteinstyp meist nur unter geringmächtigen Stufenbildnern auftritt.
- (c) Sockelhang in heterogen geschichteten Sockelgesteinen mit zwischengelagerten resistenteren Partien (z.B. Church Rock Fazies der Chinle Formation), resistente Schichten wittern als Leisten heraus, die Hangzerschneidung wird eingeschränkt, nur wenig Material liegt in den Rinnen, große Felssturzereignisse bilden Schutthalden, die seitlich unterschritten werden, sich vom Sockelhang lösen und schließlich Schuttrampen entstehen lassen (c', c'').
- (d) Sockelhang in laminar geschichteten Siltsteinen und Feinsandsteinen mit vertikaler Klüftung (z.B. Summerville Formation), Hang wird gravitativ geformt mit Schutthalden aus Sockelhangmaterial und groben Blöcken des Stufenbildners am Hangfuß, Grobmaterial wird durch Bildung von Tischfelsen destabilisiert (d').

Hangfuß vorwiegend gravitativ (Typ 4), oder aber über die substratspezifischen Rinnensysteme erfolgt (Typ 1, 2), große Schwierigkeiten haben sämtliche Sockelhangtypen in der *Bewältigung des Grobschutts*, der Durchmesser von mehreren Metern erreicht.

Selbst auf den mit großen Rinnen versehenen Stufenhängen reicht die Transportkraft des nach Sturzregen schießend abfließenden Wassers nicht aus, um den extremen Grobschutt zu transportieren. Dieser stellt im Gegenteil häufig Hindernisse für die Rinnenbildung dar, so daß die groben Schuttblöcke in der weiteren Entwicklung der Hänge oft auf den Wasserscheiden zwischen den Rinnen anzutreffen sind. Ähnliches geschieht bei der Zerschneidung der Schuttkegel (z.B. bei Typ 3). Damit vollzieht der Sockelhang einen Mechanismus, der es ihm erlaubt, die Grobschuttblöcke durch Unterspülung gravitativ hangabwärts zu transportieren. Können die Blöcke auf diese Weise noch nicht bewegt werden, kommt es bei fortschreitender Entwicklung zur Entstehung von *Tischfelsen* (pedestal rocks, demoiselles) (Abb. 47 d').

Diese Tischfelsen sind mehrfach beschrieben worden (GREGORY & MOORE 1931, AHNERT 1960, DAVIDSON 1967, SCHIPULL 1980). Die Ausbildung der Tischfelsen ist kein Anzeichen von Abtragungsruhe, son-

dem sie ist integrierter Bestandteil der rezenten, aktiven Sockelhangmorphodynamik. Ähnliches gilt für die rezente Zerstörung und seitliche Unterschneidung von Schuttkegeln. Man kann an einem Stufenabschnitt gleichzeitig die verschiedenen *Stadien der Entwicklung* verfolgen, vom frischen Schuttkegel (frischen Blockabsturz) zum zerschnittenen Schuttkegel (Tischfelsen) und schuttkegelfreien (blockfreien) Sockelhang. Das zeitliche Nacheinander einer kontinuierlichen Entwicklung spiegelt sich in einem räumlichen Nebeneinander wider (vgl. SCHIPULL 1980: 329).

Während der Verweildauer auf dem Hang unterliegen die Blöcke den ariden Verwitterungsprozessen. Dasselbe gilt für die Blöcke, die gravitativ über den Hangfuß hinaus transportiert wurden und im Vorland der Stufe liegen. Stellenweise zeigen stark verwitterte Blöcke im Vorland der Stufe auch ehemalige Positionen des Hangfußes an. Die Verwitterung trägt durch Absanden, Desquamation, Wabenverwitterung, Tafonisierung und Hohlblockbildung zur Zerkleinerung der Blöcke bei und erleichtert langfristig deren Abtransport. Die Blöcke können auf diese Weise am Hang so weit zerkleinert werden, daß sie für den äolischen und/oder aquatischen Transport keine Hindernisse mehr darstellen. Sie können aber auch, ohne die Korngröße für einen solchen Transport erreicht zu haben, durch gravitative Prozesse, die durch die oben beschriebenen Destabili-

sierungsmechanismen induziert werden, an den Hangfuß transportiert werden. Dort unterliegen sie dann weiterhin wie die groben Blöcke, die schon beim initialen Absturz zum Hangfuß gelangten, nur noch den Aufbereitungsprozessen der ariden Verwitterung. In dieser Lage verbleiben die Blöcke so lange, bis sie vollständig zu Korngrößen zerkleinert worden sind, die sich äolisch und aquatisch bei dem entsprechend geringen Gefälle im Vorland der Stufe zur Vorflut hin transportieren lassen.

Die Mächtigkeit des Stufenbildners (3) übt in mehrfacher Hinsicht einen Einfluß auf Produktion, Verteilung, Aufbereitung und Transport des Hangschutts aus. Mächtige Stufenbildner können wesentlich mehr Material und bei hoher Homogenität und Resistenz auch sehr grobes Material bei der Schuttproduktion bereitstellen. Nur mächtige Stufenbildner können für die Genese von großen Schuttkegeln im Sockelhangbereich sorgen. Die geringmächtigen Stufenbildner bleiben auf die Produktion von Einzelblöcken beschränkt.

Bei großer Mächtigkeit des Stufenbildners besitzen die vom Oberhang herabstürzenden Blöcke eine große potentielle Energie und eine entsprechend höhere *Aufprallenergie*. Sie können deswegen durch die initiale, gravitative *Sturzenudation* schon bis in die mittleren und unteren Teile des Sockelhangs oder auch bis ins Stufenvorland transportiert werden. Besonders bei mächtigen Stufenbildnern findet man deswegen eine Anreicherung von Grobschutt im Hangfußbereich. Auf der anderen Seite birgt die hohe Aufprallenergie bereits einen Zerstörungsmechanismus für den Schutt in sich. Davon werden insbesondere die weichen, wenig verfestigten Sandsteine (z.B. Navajo Sandstein) betroffen. SCHUMM & CHORLEY (1966: 22f.) berichten von Beispielen, wo das sich in groben Blöcken ablösende Felssturzmaterial beim Sturzvorgang und beim Aufprall stark zerkleinert wurde und so für einen Weitertransport bereits vorbereitet wurde.

Bei geringmächtigen Stufenbildnern reichert sich das Grobmaterial im oberen Sockelhang an. Daß bei den bentonitischen Sockelgesteinen (Typ 2) Grobmaterial vorwiegend im oberen Sockelhangbereich zu finden ist (Abb. 47b), liegt zwar zu einem gewissen Teil an der geringeren Neigung dieses Sockelhangtyps, die einen Weitertransport erschwert. Doch liegt die Hauptursache in dem Umstand, daß diese Sockelgesteine meist nur unter relativ geringmächtigen Stufenbildnern auftreten (Brushy Basin Fazies der Morrison Formation unter Dakota Sandstein, Petrified Forest Fazies unter der Owl Rock Fazies der Chinle Formation). Dennoch reicht die Mächtigkeit der in den Übersichten aufgeführten Stufenbildner (vgl. Tab. 9, Anhang) immer aus, um Prozesse der Sturzenudation zu bewirken, auch wenn diese von unterschiedlicher Stärke der potentiellen Energie getragen sind.

Auch bei sehr geringmächtigen (1 bis 3 m), resistenten Zwischenlagen innerhalb von Sockelhanggesteinen oder an

Sekundärstufen ist in der ariden Morphodynamik ein Mechanismus entwickelt, der Sturzenudation ermöglicht. Durch selektive Verwitterung und Abtragung wird das die resistente Schicht unterlagernde weiche Material so weit entfernt, daß größere Hohlräume unter der resistenten Lage entstehen, die dann durch die Last ihres eigenen Gewichtes abkippt und herabstürzt (Photo 16). Dieser Prozeß ist häufig in den heterogen zusammengesetzten Sockelgesteinen, aber auch in Teilen der Moenkopi Formation zu beobachten.

Einen anderen Mechanismus der Verteilung und des Transports von Schutt aus sehr geringmächtigen Stufenbildnern im Sockelhangbereich hat in letzter Zeit SCHIPULL (1978) beschrieben. Bei dieser als *Unterspülungs-Nachrutschen* bezeichneten Prozeßkombination wird das Liegendmaterial unterhalb des resistenten Gesteins ausgespült, Blöcke des Stufenbildners geraten in Schräglage und werden dann sukzessive, insbesondere bei Starkregenernissen, zum Hangfuß transportiert, wobei der Block unterspült wird und zum Nachrutschen gebracht wird. Die Blöcke werden auf ihrem Transport hangabwärts nicht oder kaum zerkleinert. Die durch diesen Mechanismus geprägten Hänge sind durch eine Gleichverteilung des Schutts im gesamten Sockelhangbereich gekennzeichnet. Von SCHIPULL (1978) wurden derartige schuttbedeckte und schutttransportierende Hänge in der heterogen zusammengesetzten Rico Formation (vgl. Anhang) auf dem zentralen Colorado Plateau untersucht. Sie lassen sich auch an anderen Stellen und in anderen Gesteinen finden, so z.B. unterhalb des Shinarump-Konglomerats.

Bei größerer Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) und entsprechend größerer Längserstreckung des Sockelhangs (vgl. 5.4.4.6) ist dessen Bedeckung mit Schutt weniger dicht und die sockelhangspezifische Morphodynamik kann die Schuttbelastung besser bewältigen. Bei sehr großer Mächtigkeit des Sockelgesteins können sich keine den gesamten Sockelhang überziehenden Schuttkegel entwickeln.

Die Beeinflussung der Schuttbedeckung durch die Mächtigkeit des Sockelgesteins ist in engem Zusammenhang mit der Mächtigkeitsrelation (5) zu sehen. Der Abtransport des Schuttmaterials funktioniert um so zügiger, je größer die Mächtigkeitsrelation ist. Dieses Verhalten läßt sich besonders gut beobachten an Stufenhängen, die parallel zum strukturellen Anstieg verlaufen und an denen deswegen das Sockelgestein in Richtung des strukturellen Anstiegs kontinuierlich an Mächtigkeit gewinnt. Beispiele sind in den Canyonlands an der Kayenta/Wingate Stufe im Anstieg zur Monument Aufwölbung zu finden oder an den am Fremont-River im Bereich der Waterpocket Fold liegenden Stufen. Bei noch geringer Mächtigkeitsrelation ist der Sockelhang dicht mit Schutt bedeckt, mit zunehmender Mächtigkeit des Sockelgesteins wird die Schuttbedeckung auflockerter und der Schutt leichter transportierbar. Bei geringer Mächtigkeitsrelation ( $<0,5$ ) besteht die Gefahr, daß

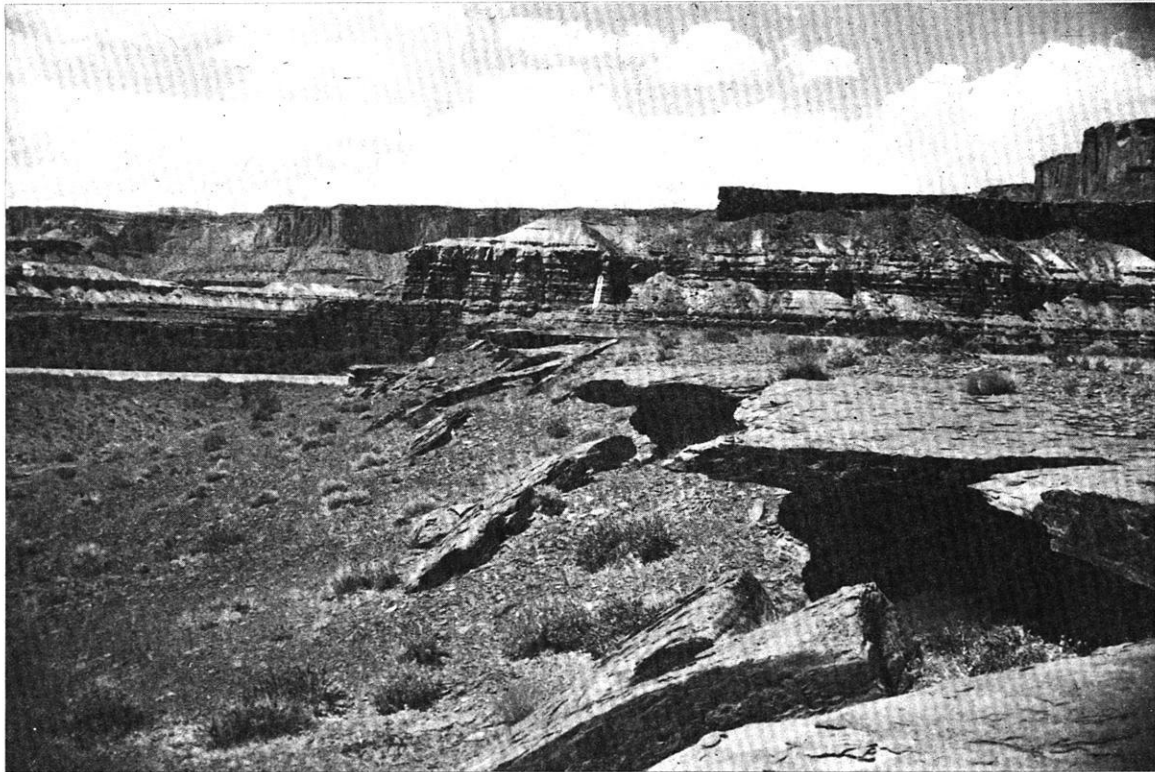


Photo 16: Sturzdenudation in einem geringmächtigen Stufenbildner. Durch selektive Abtragung wird der Stufenbildner, hier eine Sandsteinlage innerhalb der Moenkopi Formation, unterhöhlt und damit zum Nachstürzen gebracht (Aufnahme: SCHMIDT 1978).

der Sockelhang im Oberhangschutt ertrinkt, und der Mechanismus der Schuttproduktion und -abfuhr gestört wird.

Ferron und Emery Sandstein als Stufenbildner sowie Tununk und Blue Gate Shale als Sockelgesteine sind jeweils in ihren lithologischen Eigenschaften verwandt (vgl. Anhang). Bei gleicher Mächtigkeit der Stufenbildner ist die Höhe des Sockelhangs im Blue Gate Shale hingegen mehr als doppelt so groß. Während der Hang im Tununk Shale dem in der Abbildung 47a gezeigten Erscheinungsbild entspricht, erreicht der vom Emery Sandstein stammende Schutt bei einer Mächtigkeitsrelation von 5 den Hangfußbereich nicht. Der Schutt des relativ verwitterungsanfälligen Sandsteins ist auf seinem Weg zum Hangfuß, der durch die tiefen Rinnen des Tonschiefers führt, vollständig zu transportfähigen Korngrößen aufbereitet worden.

Wenn Sockelhänge komplex zusammengesetzt sind und aus einer Abfolge mehrerer Sockelgesteine bestehen, wird die Gesamtmächtigkeit erhöht, und auf den unteren Sockelhangpartien dünnt die Schuttbedeckung aus.

Die Schichtneigung (6) bleibt ohne nennenswerten Einfluß, während die Neigungsrichtung (7) einige Modifikationen in der Dynamik der Schuttverarbeitung auf dem Sockelhang bewirkt. Als überraschend muß jedoch zunächst der Befund gewertet werden, daß an vergleichbaren Stufen-

hangabschnitten der Achterstufenhang nur in wenigen Fällen eine dichtere Blockstreu aufweist als der zugehörige Frontstufenhang. Eigentlich müßte man vermuten, daß bei Achterstufen durch die aus dem Hang heraus gerichtete Schichtneigung die Schuttproduktion generell erleichtert würde. Gegenüber einer zu starken Beschickung mit Schutt vom Oberhang entwickeln die Sockelhänge der Achterstufen aber einen *Kompensationsmechanismus*, indem sie geringer geneigt sind als die vergleichbaren Frontstufenhänge (vgl. 5.4.4.5). Sie verhindern damit eine zu starke Schutttzufuhr, die das bestehende Gleichgewicht zwischen Schuttabfuhr und -zufuhr stören würde und die Hänge im Schutt ertrinken ließe.

Dort allerdings, wo die Schuttabfuhr durch die konsequenten, von der Stufenfläche herabziehenden größeren Rinnen gewährleistet ist, findet sich *in den Achterstufenbuchten* eine sehr *starke Schuttkonzentration*. Bei dieser nicht von sockelhangeigenen Mechanismen gesteuerten Zerschneidung findet sich auch bei den sonst nicht zu sehr tiefer Zerschneidung neigenden Sockelhangtypen (Abb. 47c) grober Schutt in den Sockelhangrinnen. Durch die Schuttkonzentrierung und Transportkonzentrierung in den Achterstufenbuchten ist die Schuttverarbeitung an Achterstufenhängen wesentlich intensiver als an Frontstufen, denen die Transporthilfe der konsequenten Gerinne fehlt. Zudem sind die Achterstufen wegen ihrer größeren Buchtung (vgl. 5.4.4.2)

z.T. um ein Mehrfaches länger, was in der Integration aller Schuttproduktions- und -abtragungsprozesse eine verstärkte Wirksamkeit der Abtragung an Achterstufen bedingt.

An komplexen Stufenhängen bewirkt die Lage zum Gewässernetz (8), daß die unteren Sockelhangteile von rückwärts her zergliedert werden. Durch die Zerschneidung wird auf der einen Seite in den betroffenen Hangteilen eine Verlängerung des Grundrisses und eine verstärkte Schuttzufuhr bewirkt, auf der anderen Seite aber auch das Vermögen zum Schutttransport erhöht. Die von höheren Teilen des Hangs herabziehenden Rinnen dienen auch als Leitbahnen für Felsstürze, so daß sich Schuttkegel vom oberen Sockelhang bis in untere Sockelhangteile fortsetzen können (Photo 17).

Hohe Vertikaldistanz und enge Nachbarschaft zur Vorflut (9) erleichtern den Abtransport des Schuttmaterials. Wo die Vorfluteintiefung stagniert, oder sich das Vorflutniveau zeitweilig erhöht, wird das Gleichgewicht zwischen Schuttzufuhr und -abfuhr gestört, und es bildet sich ein Schuttüberschuß im Sockelhangbereich, der die Abtragungsdynamik der Stufenhänge außer Funktion setzt.

Für die Bedeckung des Sockelhangs mit Schutt hat neben den unabhängigen Steuerungsfaktoren auch die Grundriß-

gestalt der Strukturformen eine beeinflussende Wirkung in der Art, daß an den spitzen Stufenspornen, Ausliegern und Zeugenbergen die Dichte der Bedeckung geringer ist als an anderen Stufenhangabschnitten, weil an diesen Stellen die Schuttversorgung vom Oberhang nicht mehr ausreichend gewährleistet ist, da nur noch geringe Reste des Stufenbildners zur Verfügung stehen. Beim endgültigen Kollaps der Abtragungsreste des Stufenbildners erhalten die Sporne, Auslieger und Zeugenberge eine letzte, volumenreiche Schuttzufuhr.

Außer der Schichtneigung (6) sind alle unabhängigen Steuerungsfaktoren am morphodynamischen System von Produktion, Verteilung, Aufbereitung und Transport des Sockelhangschutts beeinflussend beteiligt. Dominante Wirksamkeit haben die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) und des Sockelgesteins (2) sowie die Mächtigkeit des Stufenbildners (3), die Mächtigkeitsrelation (5) und die Neigungsrichtung (7).

#### 5.4.4.12 Zerschneidung der Stufenfläche

Die Zerschneidung der Stufenfläche ist ein wichtiger Motor bei der Zerstörung und Aufzehrung des stufenbildenden Gesteins. Bei den Mechanismen der Stufenrückwanderung (vgl. 5.3.4.1) übt die Zerschneidung der Stufenfläche so-

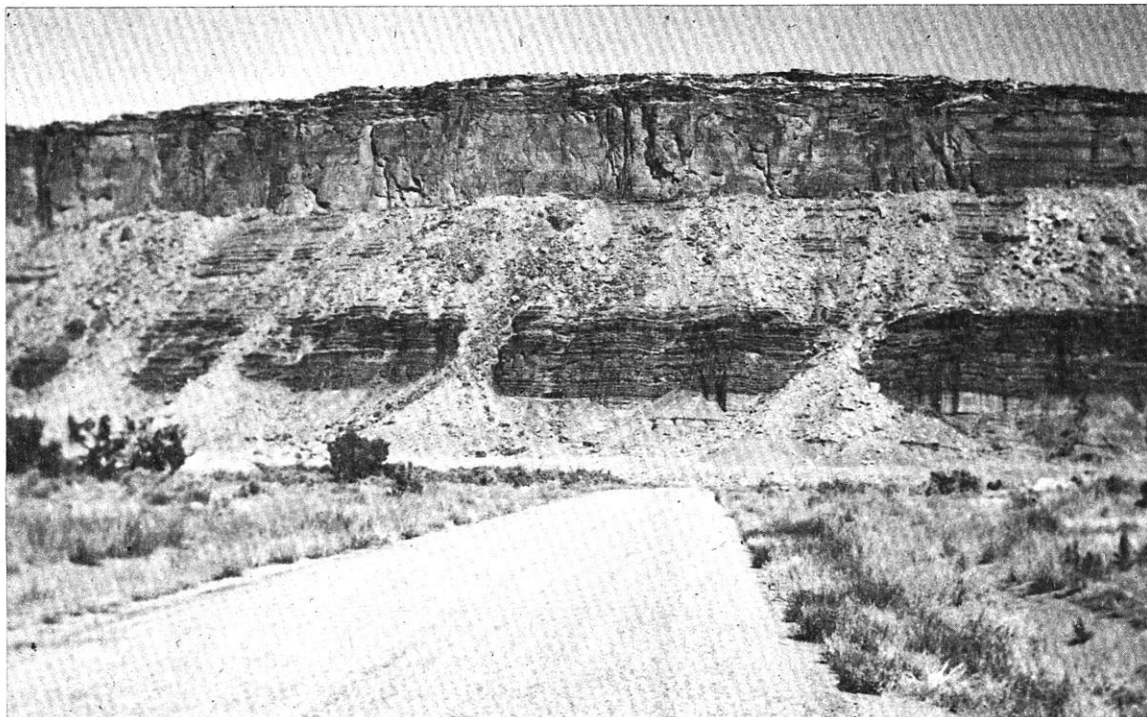


Photo 17: Komplexer Stufenhang in den Canyonlands bei Moab, Utah. Stufenbildner sind der steilwandige Wingate Sandstein und der auflagernde, geschichtete Kayenta Sandstein. Den oberen Teil des komplexen Sockelhangs bildet die Chinle Formation (hier aus der Church Rock Fazies bestehend); es folgt der wandartig verstellte Sockelhangabschnitt in der Moenkopi Formation, am Hangfuß ist noch die Cutler Formation aufgeschlossen. Die Rinnen in der Moenkopi Formation dienen als Leitbahnen für den Schutttransport zum unteren Teil des Sockelhangs, wo sich am Hangfuß Schuttkegel bilden (Aufnahme: SCHMIDT 1979).

wohl bei der von einer Achterstufe ausgehenden Aufzehrung (Mechanismus 2), wie bei der Zergliederung der Stufenfläche durch konsequente Gewässer ohne Vorhandensein eines stufenrandparallelen Gewässers (Mechanismus 3) und bei der ubiquitären Aufzehrung (Mechanismus 4) eine wichtige Funktion aus. Fluviale Zerschneidung der Stufenfläche ist Ausdruck der linienhaften Abtragung des Stufenbildners. Starke prozessuale Bedeutung erhält die Zerschneidung, wenn der Stufenbildner durchschnitten wird, weil dann an den Talflanken die durch den Resistenzunterschied zwischen Stufenbildner und Sockelgestein geprägte Abtragungsdynamik von Stufenhängen einsetzen kann.

Je weniger resistent und durchlässig die die Stufenfläche unterlagernden Gesteine in ihren lithologischen Eigenschaften (1) sind, um so dichter ist das Tal- und Rinnennetz. Als besonders anfällig gegenüber fluvialer Zerschneidung waren unter den Stufenbildnern bei der Behandlung der Oberhangzerschneidung (vgl. 5.4.4.9) schon die massiven, feinkörnigen Sandsteine wie Navajo, Entrada oder De Chelly Sandstein herausgestellt worden. Die Stufenflächen in diesen verwitterungsanfälligen, schräggeschichteten Stufenbildnern sind durch ein akzentuiertes Kleinrelief gekennzeichnet (vgl. 5.4.4.7), das initial auch ohne Mitwirkung von linear abfließendem Wasser gestaltet wird. So entstehende Reliefunterschiede begünstigen dann die Entwicklung von Abflußbahnen. Besonders ausgeprägt ist die Zerschneidungsintensität auf einigen Stufenflächen im Navajo-Sandstein, so z.B. in den zentralen Canyonlands, auf dem westlichen Colorado Plateau im Gebiet des Zion Nationalparks wie auch auf den Kammrückhängen der großen Schichtkämme an der Waterpocket Fold oder am San Rafael Reef (vgl. LAITY & MALIN 1985, Photo 10).

Weiter gefördert wird die Intensität der Zerschneidung bei starker tektonischer Beanspruchung der Gesteine. Dann entsteht wie im Gebiet der eingebrochenen Salzantiklinalen in Südostutah und Südwestcolorado ein regional über weite Strecken zu verfolgendes Kluftsystem, das bei einer Erweiterung der Klüfte durch Verwitterungsprozesse die Entstehung von Spalten begünstigt und damit Leitlinien für Entwässerungsbahnen schafft. Gesteuert durch die Kluftsysteme entwickelt sich häufig ein gitterförmiges Entwässerungsnetz (vgl. HUNT 1953). Im übrigen geht auch die Entstehung der Felstorbögen (Arches) in vielen Fällen auf den Einfluß der Kluftsysteme zurück (BLAIR et al. 1975), wobei in den weichen Sandsteinen die Klüfte stark erweitert werden können und flossenartige, steilwandige Erhebungen (fins) geringer Grundrißbreite entstehen, die dann von beiden Seiten entlang horizontaler oder vertikaler Schwächelinien angegriffen und schließlich durchstoßen werden können.

In den von den Kluftsystemen beeinflussten Gebieten können auf Stufenflächen im Navajo Sandstein *Zerschneidungsdichten* erreicht werden, die ähnlich hoch wie die *Zerschneidungsdichten* der Sockelhänge (vgl. 5.4.4.10) sind. Um einen Vergleich zu erhalten, wurden die Rinnen-

dichten von Stufenflächen auf topographischen Karten 1 : 62 500 bestimmt. Auf der Rückseite der Echo Cliffs in der Nähe des Glen Canyon Damms werden auf der Stufenfläche im Navajo Sandstein *Zerschneidungsdichten* von 2,5 km<sup>-1</sup> erreicht. In dieser Größenordnung und etwas darüber liegen die *Zerschneidungsdichten* der weichen Sandsteine im allgemeinen. Im Gebiet der Salzantiklinalen allerdings wurde südwestlich von Moab im Navajo Sandstein eine *Zerschneidungsdichte* von 6,9 km<sup>-1</sup> gemessen. Ähnlich hohe *Zerschneidungsdichten* werden auch im Cedar Mesa Sandstein in den zentralen Canyonlands an der Mündung des Green River in den Colorado im Gebiet der durch Salztektonik betroffenen Needles Verwerfungszone erreicht.

In den resistenten Stufenbildnern ist die *Zerschneidungsdichte* weniger hoch. In diesen Gesteinen angelegte Klüfte lassen sich durch Verwitterung weniger leicht erweitern und durch fließendes Wasser entsprechend schwerer modellieren. Die resistenten Stufenbildner liegen in ihrer *Zerschneidungsdichte* in der Regel um 2 km<sup>-1</sup>. Im Kaibab Kalkstein auf dem Coconino Plateau südlich des Grand Canyon wurde eine *Zerschneidungsdichte* von 1,8 km<sup>-1</sup> gemessen.

Die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2) sind ebenso ohne Einfluß auf die *Zerschneidung* der Stufenfläche wie dessen *Mächtigkeit* (4) und die *Mächtigkeitsrelation* (5).

Die *Mächtigkeit* des Stufenbildners (3) beeinträchtigt die *Zerschneidung* an der Oberfläche der Stufenfläche nicht. Wo die *Zerschneidung* der Stufenfläche aber in Hinblick auf ihre prozessuale Bedeutung bei der Durchschneidung des Stufenbildners und der Initiierung von Stufenhangabtragungsmechanismen an den zugehörigen Talflanken gesehen wird, spielt die *Mächtigkeit* des Stufenbildners eine entscheidende Rolle.

Die Hauptgewässer der Stufenfläche sind in der Regel als dem Schichtfallen folgende, konsequente Gewässer entwickelt. Wenn die Stufenbildner im Hinterland einer Stufe durch ein stufenrandparalleles Gewässer durchschnitten werden, sind die konsequenten Gerinne auf dieses gerichtet (vgl. Abb. 29). Die Intensität der den Stufenbildner durchschneidenden linearen Erosion äußert sich dann in der Stärke der Buchtung der Achterstufe. Geringmächtige Stufenbildner werden leichter durchschnitten als mächtige, was die Geschwindigkeit und das Ausmaß der Stufenflächendurchschneidung erhöht. Mächtige und gleichzeitig resistente Stufenbildner formen längere Stufenflächen (vgl. 5.4.4.8), was eine größere räumliche Ausdehnung und ein stärkeres optisches Hervortreten der Stufenflächendurchschneidung wie im Beispiel der Mesa Verde bewirkt.

Wenn geringmächtige Stufenbildner durchschnitten worden sind, werden sie durch den von den fluvial geformten Talhängen ausgehenden Prozeß der Stufenhangrückverlegung relativ schnell aufgezehrt. Die lineare Durchschneidung der Stufenfläche birgt den Mechanismus der eigenen

Zerstörung in sich, indem das weiche Sockelgestein freigelegt wird. Die Ausweitung und Zerstörung der Talformen durch Aufzehrung des Stufenbildners vollzieht sich bei mächtigeren (und resistenten) Stufenbildnern langsamer und die Zerschneidungsformen bleiben länger erhalten. Die Kombination der Entwicklung von ausgedehnten Stufenflächen und der stärkeren Erhaltungstendenz der Zerschneidungsformen in mächtigen (und resistenten) Stufenbildnern läßt die Stufenflächendurchschneidung und die Achterstufengliederung stärker in den Vordergrund treten, was sich auch in der Zunahme der Achterstufenbuchung bei zunehmender Mächtigkeit des Stufenbildners dokumentiert (vgl. 5.4.4.2).

Wenn die Schichtneigung (6) hohe Werte annimmt, taucht der Stufenbildner sehr schnell ab (vgl. Abb. 41), und die Zerschneidung der Stufenfläche oder des Kammrückhangs kann nur im Oberlauf der Rückhangrinnen bis in das unterlagernde Sockelgestein fortschreiten (vgl. Abb. 50). Der Mechanismus der Aufzehrung des Stufenbildners von rückwärts her wird außer Funktion gesetzt. Dennoch sind aber auch die Kammrückhänge stark durch eine, wenn auch vielfach nur den Stufenbildner erfassende Linearzerschneidung geprägt. Diese setzt lediglich bei sehr hoher Schichtneigung aus. BARTH & BLUME (1973) geben einen oberen Grenzwinkel von 35° an. Dieser Grenzwinkel dürfte im allgemeinen seine Gültigkeit besitzen. Lediglich der mächtige Navajo Sandstein, der bei sehr hoher Neigung noch gebuchtete Grundrißformen als Ausdruck der Zerschneidungstätigkeit entwickelt, bricht aus dieser Regelmäßigkeit aus. Die fehlende Zerschneidung bei stark geneigten (35°) Hängen ist dadurch begründet, daß bei hoher Neigung die Tendenz zum senkrecht zu den Höhenlinien verlaufenden, unkonzentrierten Abfluß sehr stark ausgeprägt ist. Außerdem erhalten stark geneigte Hänge pro m<sup>2</sup> ihrer Oberfläche weniger Niederschlag (und nicht mehr, wie BARTH & BLUME (1973: 19) annehmen) als schwach geneigte oder horizontale Oberflächen (Abb. 48).

In der Regel sind auch die Strukturformen mittlerer Neigung (> 6°) in ihrem Grundrißverlauf gebuchtet (vgl. Abb. 40), der Grundrißverlauf ist in *Rampenstufen* aufgelöst (BARTH & BLUME 1973). Die Entstehung der Rampenstufen im arid-morphodynamischen System wurde auf die kombinierte Wirkung von Flächenspülung (im oberen Teil des Rückhangs) und Linearerosion (im unteren Teil des Rückhangs) zurückgeführt (BLUME & BARTH 1972, BARTH & BLUME 1973). Geländebeobachtungen bei Niederschlagsereignissen an der Organ Rock Monoklinale westlich von Kayenta, an der Comb Ridge bei Kayenta und an der Comb Ridge südlich von Blanding (vgl. Abb. 15) zeigten jedoch, daß es auf den Kammrückhängen (< 35°) sehr schnell zu konzentriertem Abfluß kommt. Der konzentrierte Abfluß nutzt dabei kleine durch Verwitterungsvorgänge entstandene Vertiefungen im Gestein. Hohlformen, zwischen denen bei Trockenwetter keine Verbindung erkennbar ist, werden bei Niederschlagsereignissen verbunden. Die Hohlformen werden als Strudeltöpfe erweitert;

durch Verbindung in Überlaufrinnen entsteht schließlich eine integrierte Entwässerungslinie.

SCHIPULL (1978) hat in anderem Zusammenhang bereits die Bedeutung der Linearerosion an Kammrückhängen für die Entstehung der Rampenstufen erkannt. "Durch seitliche Ausweitung der Kerben und deren schließlicher Verschneidung entstehen flatirons oder Rampenstufen ..." (SCHIPULL 1978: 101). Die lineare Zerschneidung des Kammrückhangs und die Genese von Rampenstufen sollen in ihrem prozessualen Zusammenwirken im folgenden näher analysiert werden. Es wird dabei von der Existenz eines homogenen Stufenbildners ausgegangen. Bei heterogenen Stufenbildnern oder bei einer Inkorporierung mehrerer Stufenbildner in einen Schichtkamm laufen die Prozesse in ähnlicher Weise ab, aber in mehreren Stockwerken, so daß neben der eigentlichen Rampenstufe mehrere sekundäre Rampenstufen (Chevrans) am Kammrückhang entstehen können. Bei der Abtrennung sekundärer Rampenstufen vom Rückhang können auch die quer zum Rückhang verlaufenden subsequenten Seitentäler der konsequenten Gerinne eine gewisse Rolle spielen (LEHMEIER 1981).

In einem Vergleich von Schichtkammen des Colorado Plateaus ist das zeitliche Nacheinander der Stadien der Entwicklung von der Linearzerschneidung bis zur Entstehung der Rampenstufen in einem räumlichen Nebeneinander aufgeschlossen. Zunächst entstehen linearerosive Kerben am Kammrückhang (Abb. 49a). Wenn der Stufenbildner in rückschreitender Erosion von der Tiefenlinie der Rinne durchschnitten worden ist, setzt an den Talflanken der Prozeß der Stufenrückverlegung und damit die seitliche Ausweitung der Rinne ein. Zunächst durchschneiden die größeren Rinnen den Stufenbildner. Die Durchschneidung erfolgt zunächst im Oberlauf der Rinnen. Als Folge der Aus-

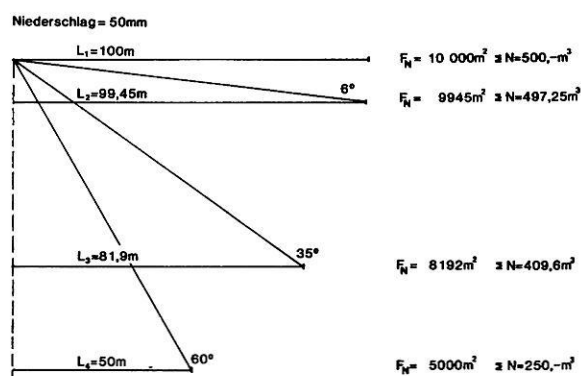


Abb. 48: Schichtneigung und Niederschlagsmenge.

Eine horizontale Fläche von 100 m Länge und 100 m Basisbreite erhält bei einem Niederschlagsereignis mit 50 mm Niederschlagsmenge 500 m<sup>3</sup> Wasser, ein mit 6° geneigter Hang gleicher Oberfläche, aber etwas geringerer Länge der Horizontalprojektion unwesentlich weniger, nämlich 497,25 m<sup>3</sup>. Ein mit 35° geneigter Hang jedoch erhält nur noch 409,6 m<sup>3</sup> Niederschlagswasser. Bei 60° Neigung halbiert sich die Niederschlagsmenge.

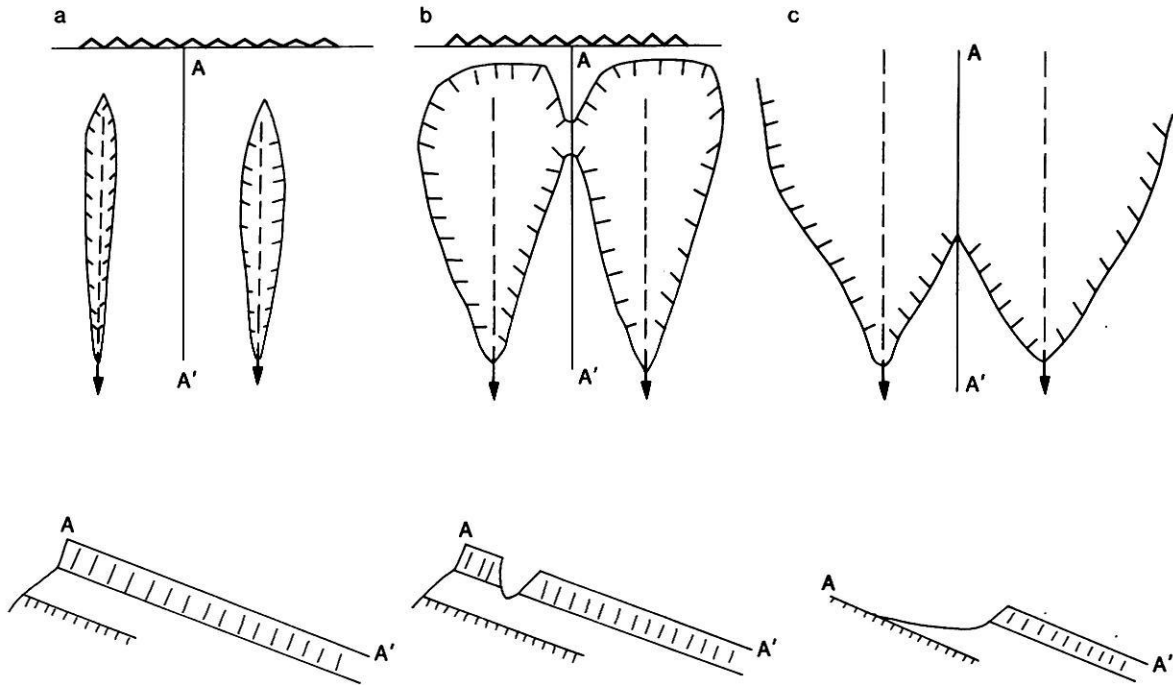


Abb. 49: Genese von Tropfentälern und Rampenstufen an Schichtkämmen.

weitung der Rinnen im Oberlauf durch Hangabtragung gemäß den Prozessen der Stufenrückverlegung entsteht eine Talform, die sich talab in ihrem Querschnitt verjüngt (Abb. 49b).

Für derartige Täler mit breitem Oberlauf und schluchtartigem, engem Unterlauf, die durch andere Prozesse auch an jungen Bruchstufen entstehen, hat VON ENGELN (1942: 377) den Begriff "wineglass valleys" benutzt. Da den in Frage stehenden Tälern des Colorado Plateaus in der Regel der Schwemmfächer am Talaustritt fehlt, der den Fuß des Weinglases repräsentieren würde, wird die Benennung "Tropfental" vorgeschlagen, da die Täler die Form eines auf dem Kopf stehenden Tropfens besitzen.

In den oberen Teilen der Tropfentäler geschieht die Talaustrittsweitung durch Hangrückverlegung sowohl in Richtung der beiden Talflanken wie in Richtung des Oberlaufs. Die obere Talbegrenzung wird schließlich so weit zurückverlegt, bis die Position des Stirnhanges des Schichtkamms erreicht ist und sich das Tropfental nach oben öffnet (Abb. 49c).

Da der Stufenbildner im Oberlauf zuerst durchschnitten wird, liegen dort auch die Zonen der stärksten Talweitung. Die Durchschneidung des Stufenbildners schreitet sukzessive immer weiter talab fort, so daß den Gebieten im Unterlauf der geringste Zeitraum zur Verfügung steht, die Talflanken zurückzulegen. Das führt dazu, daß je weiter man die Hänge talab verfolgt, immer größere Zwischen-

räume zwischen benachbarten Tropfentälern vorhanden sind. Die Zwischenräume verjüngen sich talauf dreiecksförmig und sind die Vorläufer der Rampenstufen. Wenn die obere Begrenzung der Tropfentäler entfernt worden ist, werden die dreiecksförmigen Zwischenräume zwischen den einzelnen Tropfentälern zu den in der Literatur beschriebenen Rampenstufen der Schichtkämme. Sie entstehen durch die schichtkammspezifische Oberläuferweiterung der konsequenten Gewässer der Schichtkammrückhänge (Abb. 49).

Die Linearzerschneidung der Kammrückhänge ist aber ein Motor der Genese von Rampenstufen, der nur wirksam werden kann, wenn der Kammbildner von den Rückhangskerben durchschnitten wird. Rampenstufen entstehen auch infolge linearer Zerschneidung des Stirnhanges, und wenn Fremdgewässer den Schichtkamm durchbrechen.

Die Zerschneidung des Kammrückhangs sorgt mit der beschriebenen Prozeßreihe additiv zu anderen Mechanismen für die Buchtung der Schichtkämme. Es handelt sich dabei quasi um eine Umkehrung der räumlichen Anordnung, wie sie bei der Gliederung von Stufenflächen und der stärkeren Buchtung von Achterstufen zu finden ist. Auf Stufenflächen durchschneiden zuerst die Unterläufe der konsequenten Gewässer den Stufenbildner und lösen damit die Zergliederung im Achterstufenbereich aus. Auf Kammrückhängen durchschneiden zuerst die Oberläufe der Rückhangskerben den Stufenbildner und lösen damit die Zerglie-



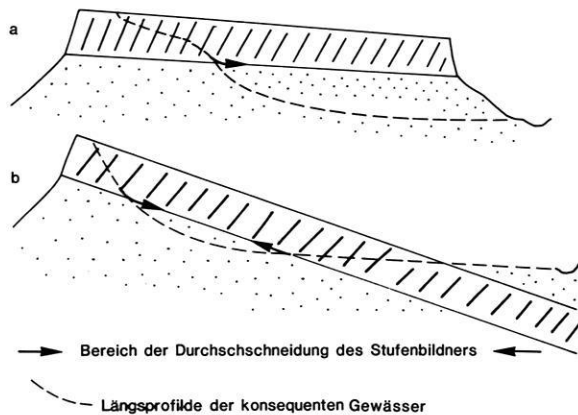


Abb 50: Die Durchschneidung des Stufenbildners an Schichtstufen und Schichtkämmen.

derung in Richtung des Stirnhanges aus (Abb. 50). Durch die vom Rückhang ausgehende *Zergliederung des Stirnhanges* von Schichtkämmen ist eine gewisse Prozeßdifferenzierung bei der Induzierung der Buchtung von Schichtstufen- und Schichtkammstirnhängen gegeben.

Die Neigungsrichtung (7) bleibt ohne Einfluß auf die Zerschneidungsprozesse der Stufenflächen. Die Lage zum Gewässernetz (8) trägt mit der zusätzlichen Zergliederung von Stufenflächen durch Fremdgewässer zur Beeinflussung der Zerschneidung bei. Schichtstufendurchbruchstäler verstärken die Zerschneidung der betroffenen Stufenfläche. Wenn auf der Stufenfläche noch Reste hangenden Gesteinsmaterials erhalten sind, von denen ein Entwässerungsnetz ausgeht, wird die Zerschneidungsintensität und -dichte der Stufenfläche erhöht. Besonders gravierend ist die Verstärkung der Zerschneidung, wenn eine nur kurze Stufenfläche im Vorland einer Sammelstufe liegt, von deren Sockel ein dichtes Gewässernetz ausgeht. Bei der Bestimmung der Zerschneidungsdichte von Stufenflächen wurden nur solche Areale berücksichtigt, die von Fremdzerschneidung nicht betroffen sind.

Hohe Vertikaldistanz und geringe Entfernung zur Vorflut (9) fördern die Zerschneidung der Stufenfläche. Ein Durchschneiden des Stufenbildners im Rücken der Frontstufe wird bei enger Nachbarschaft zur Vorflut und großer Vertikaldistanz erleichtert. Wenn bei ungünstiger Lage zur Erosionsbasis das Material nicht mehr durchtransportiert werden kann, ersticken die Rinnen im Lockermaterial, und es kommt zur Entstehung von Dünenfeldern, in denen die Entwässerung der Stufenfläche endet. Große Teile des Kaibito Plateaus im Navajo Sandstein sind Zonen endorhesischer Entwässerung.

Die Zerschneidung der Stufenfläche wird dominant gesteuert durch die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1). Flankierende Wirksamkeit entwickeln die Lage zum Gewässernetz (8) und die Lage zur Erosionsbasis (9). Im Hinblick auf die Durchschneidung des Stufenbildners

durch die Gerinne der Stufenfläche erhalten die Mächtigkeit des Stufenbildners (3) und die Schichtneigung (6) als Steuerungsfaktoren zusätzliche Bedeutung.

#### 5.4.5 Zusammenfassung

1. Die Morphodynamik der Strukturformen des Colorado Plateaus unterliegt den Steuerungseinflüssen des arid-morphodynamischen Systems. Der *Charakter der rezente ariden Morphodynamik* ist durch starke Formungsaktivität gekennzeichnet, an der sowohl hoch- wie niedrigfrequente Ereignisse beteiligt sind.
2. Dieser Befund läßt sich ableiten aus den zur Verfügung stehenden Informationen und Geländebeobachtungen zur gravitativen Denudation an Stufenhängen und der Anwendung des Konzepts von *Größenordnung und Häufigkeit* und des Konzepts von räumlicher Dekonzentration und zeitlicher Diskontinuität. Vielfach ist das weitgehende Fehlen von Großereignissen (z.B. Schollenrutschungen) an Stufenhangabschnitten als Zeichen von Formungsruhe gedeutet worden, wobei die Aktivität hochfrequenter Ereignisse durchaus akzeptiert wurde. Mit der Größenordnung der Ereignisse nimmt jedoch die Häufigkeit, die zeitliche Kontinuität und die räumliche Verteilungsdichte ab, so daß sie sich in der Regel der direkten, aktuellen Beobachtung entziehen. Erst die Zusammenschau von Größenordnung und Häufigkeit der Ereignisse läßt eine realistische Einschätzung der Morphodynamik zu. In der Morphodynamik der Stufenhänge spielen wahrscheinlich wie in der fluvialen Dynamik Ereignisse mittlerer Größenordnung und Häufigkeit die dominierende Rolle.
3. Die rezente Formungsaktivität läßt sich zudem belegen durch die *Sedimentfrachtdynamik* der Vorfluter. Die Abtragungsleistungen und Denudationsraten (vgl. Tab. 12) liegen z.T. um mehr als eine Zehnerpotenz höher als vergleichbare Zahlen aus den humiden Außertropen.
4. Innerhalb der aktiven ariden Morphodynamik vollzieht sich die Gestaltung der Strukturformen in einem komplexen System, in dem mehrere *unabhängige Steuerungsfaktoren* Einfluß auf die Prozeß- und Formendifferenzierung nehmen. Die wichtigsten unabhängigen Steuerungsfaktoren sind die lithologischen und strukturellen Eigenschaften des Stufenbildners (1) und des Sockelgesteins (2), die Mächtigkeit von Stufenbildner (3) und Sockelgestein (4), die Mächtigkeitsrelation (5), die Schichtneigung (6) und Neigungsrichtung (7) sowie die Lage zum Gewässernetz (8) und zur Erosionsbasis (9). Die unabhängigen Steuerungsfaktoren steuern mittelbar über ihren Einfluß auf die Prozesse die Formen und Formeneigenschaften des morphodynamischen Systems der Struk-

- turformen. Als abhängige Systemvariable wurden die morphometrischen Eigenschaften der Strukturformen (vgl. Abb. 37) sowie weitere Formeigenschaften in der Analyse erfaßt, die die Wirkungsweise von linearer Erosion und gravitativer Denudation in direkter Weise widerspiegeln.
5. Im *Grundriß* weisen die Strukturformen sowohl geradlinige wie stark gebuchtete Firstlinien auf. Die Buchtungsindizes (Quotient aus tatsächlicher Länge der Stufe und der dazugehörigen Luftliniendistanz) differieren im Vergleich einzelner Stufenbildner unterschiedlicher Eigenschaften (1) signifikant. Die einzelnen Stufenbildner reagieren unterschiedlich empfindlich auf den Einfluß anderer Steuerungsfaktoren. Es ist dennoch der generelle Trend einer Abnahme der Buchtung mit zunehmender Mächtigkeit des Stufenbildners (3) klar nachweisbar. Überlagert wird diese Tendenz durch den Einfluß der Resistenz des Stufenbildners. Abnahme der Resistenz verbunden mit einer Zunahme der Mächtigkeit führt zu geringeren Buchtungswerten; geringresistente Stufenbildner sind bei zunehmender Mächtigkeit auf schmalen Vorsprüngen instabiler als resistente, und hohe Resistenz verbunden mit geringer Mächtigkeit kann wegen der größeren Standfestigkeit der Vorsprünge eine stärkere Zerlappung des Grundrisses bedingen. Die Mächtigkeitsrelation (5) bleibt ohne nennenswerten Einfluß. Die Buchtung des Grundrisses der Strukturformen nimmt mit zunehmender Schichtneigung (6) ab. Das ist vor allem durch die geringe horizontale Ausstrichbreite bei hoher Schichtneigung begründet, aber auch durch die Begünstigung der Linearerosion am Stufenhang bei flacher Schichtlagerung (vgl. Abb. 42). Neigung und Mächtigkeit des Stufenbildners erklären zusammen fast ein Drittel der Varianz der Grundrißgestalt. Separat für die einzelnen Stufenbildner betrachtet, erklären diese beiden Steuerungsfaktoren in der Regel mehr als 60% der Varianz der Grundrißgestalt. Der Einfluß der Neigungsrichtung (7) zeigt sich in der signifikant stärkeren Buchtung der Achterstufen. Die stärkere Buchtung wird verursacht durch die hohe Wirksamkeit der linearen Erosion, denn über die Achterstufen ziehen die konsequenten Gewässer der Stufenfläche zur Vorflut. Im Achterstufenbereich kann wegen der stärkeren Buchtung die Stufenhangdynamik an einer wesentlich längeren Strecke aktiv werden als an Frontstufen, was additiv zur Linearerosion für eine Steigerung der Abtragungseffizienz an Achterstufen sorgt. Hinsichtlich der Lage zum Gewässernetz (8) haben von subsequenten Gewässern begleitete Strukturformen sehr geradlinige Grundrisse; von Fremdgewässern beeinflusste Schichtstufen und -kämme weisen hingegen unverhältnismäßig hohe Buchtungsindizes auf. Bei enger Nachbarschaft zur Erosionsbasis (9) wird die Erosionskraft der Stufenhangrinnen gefördert, und die Grundrißbuchtung nimmt zu.
  6. Im allgemeinen neigen die *Oberhänge* der Strukturformen zur Ausbildung von Wänden. Die Tendenz zur *Wandbildung* wird bedingt durch das Vorherrschen der gravitativen Denudation am Oberhang. Der Einfluß der lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) zeigt sich darin, daß in massiven, wenig verfestigten verwitterungsanfälligen Sandsteinen auch gerundete Oberhangformen auftreten können, und in heterogen zusammengesetzten Stufenbildnern der Oberhang in Sekundärstufen gegliedert sein kann. Geringe Resistenz des Sockelgesteins (2) verstärkt die Tendenz zur Wandbildung im Oberhang durch Unterminierung des Stufenbildners.
  7. Die *Länge des Oberhangs* unterliegt denselben Steuerungseinflüssen wie dessen Neigung. Bei nicht vertikaler Neigung des Oberhangs nimmt seine Länge als Horizontalprojektion der Ausstrichbreite des Stufenbildners am Hang mit wachsender Mächtigkeit des Stufenbildners (3) zu.
  8. Die zentrale Rolle bei der Steuerung der *Neigung des Sockelhangs* spielen die lithologischen Eigenschaften des Sockelgesteins (2). Gemäß den Eigenschaften der beteiligten Sockelgesteine lassen sich vier prinzipiell unterschiedliche Sockelhangtypen ausgliedern (vgl. Abb. 43). In weichen, homogenen Tongesteinen sind leicht konkave Sockelhänge mit Hangneigungen um 35° ausgebildet (Typ 1). In den bentonitischen und montmorillonitreichen, tonigen Sockelgesteinen sind hingegen konvexe Hänge mit Neigungen um 30° entwickelt (Typ 2). Ein dritter Sockelhangtyp, der durch ein gestrecktes Profil mit Neigungen um 40° gekennzeichnet ist, ist in den Sockelgesteinen mit Zwischenlagen aus resistentem Material zu finden (Typ 3). In den dünn geschichteten Silt- und Feinsandsteinen, die durch vertikale Klüfte und horizontale Schichtgrenzlinien gegliedert sind, treten wandartig verstellte, durch das Vorherrschen gravitativer Denudation gekennzeichnete Sockelhänge auf (Typ 4). Das unterschiedliche Verhalten der Sockelhänge ergibt sich aus ihrer internen Standfestigkeit und ihrer Anfälligkeit gegen lineare Erosion. Der Einfluß der Neigungsrichtung (7) zeigt sich in den signifikant unterschiedlich ausgeprägten Sockelhangneigungen von Front- und Achterstufen. Da an Frontstufen die Schichten in den Stufenhang hinein einfallen, müssen die Frontstufen im Durchschnitt höhere Sockelhangneigungen entwickeln, um den Stufenbildner destabilisieren zu können. Subsequente Gewässer am Hangfuß (8) führen zu einer Versteilung des Sockelhangs. Die *Länge des Sockelhangs* unterliegt im wesentlichen denselben Steuerungseinflüssen wie die Sockelhangneigung.
  9. Da die Stufenflächen auf dem Colorado Plateau in Form von Schichtflächen auftreten, ist für ihre Neigung die Schichtneigung (6) der dominierende Steuerungsfaktor. Modifikationen werden durch die litho-

logischen Eigenschaften des Stufenbildners (1) bedingt. In den massiven, kreuzgeschichteten Sandsteinen zeigen die Stufenflächen ein kuppiges, akzentuiertes Kleinrelief; in heterogen aufgebauten Stufenbildnern ist häufig eine Kleinstufen- und Schichterrassentopographie entwickelt. Im größeren Maßstab gesehen folgt die *Neigung der Stufenfläche* jedoch auch hier der Schichtneigung. In ihren proximalen Teilen kann die schichtangepaßte Stufenfläche im Übergang zum Stufenhang der Folgestufe, besonders wenn diese ein mächtiges, homogenes und weiches Sockelgestein besitzt, in einer das unterlagernde Gestein schneidenden Fußfläche ihre Fortsetzung finden. Die dominant scharfe Kongruenz zwischen Schichtneigung und der Neigung der Stufenfläche liegt in den selektiven Abtragungs- und Verwitterungsprozessen der ariden Morphodynamik begründet. Wenig widerständiges Material wird rasch abgetragen, während resistente Gesteine die Landoberfläche über lange Zeiträume an sich binden. Die aride Morphodynamik kennt keinen Mechanismus, die widerständigen, stufenbildenden Gesteine auf der Stufenfläche flächenhaft tieferzuschalten.

10. Ein signifikanter Zusammenhang zwischen der *Länge der Stufenfläche* und den lithologischen Eigenschaften (1) und der Mächtigkeit des Stufenbildners (3) läßt sich nur dann feststellen, wenn besondere stratigraphische Lagebeziehungen berücksichtigt werden. Nur wenn die Stufenbildner ihrerseits nicht von resistenten Gesteinen überlagert werden, nimmt die Länge der Stufenfläche mit wachsender Resistenz und Mächtigkeit des Stufenbildners zu. Schichtstufen mit langen Stufenflächen haben geringe Rückwanderungsraten. Wenn eine Schichtstufe wegen hoher Resistenz und Mächtigkeit nur langsam zurückweicht, stehen lange Zeiträume zur Verfügung, hangende Gesteinsserien zu entfernen und ausgedehnte schichtangepaßte Plattformen zu bilden. Der Steuerungseinfluß der Schichtneigung (6) auf die Länge der Stufenfläche wird durch den Einfluß der Gesteinseigenschaften überlagert, und die Schichtneigung kann, für sich betrachtet, nur 10% der Längenvarianz der Stufenflächen erklären. Separat für die einzelnen Stufenbildner berechnet, verdeutlicht sich das Bild der Beziehung von abnehmender Länge der Stufenfläche mit zunehmender Schichtneigung. Bei enger Nachbarschaft zur Vorflut (9) können Stufenflächen leichter durchschnitten werden, was zur Verringerung ihrer Längenausdehnung führt.
11. Die *Zerschneidung des Oberhangs* wird gesteuert durch die Durchlässigkeit des Stufenbildners (1). In Stufenbildnern, bei denen aufgrund besonderer lithologischer Eigenschaften die wandartige Versteilung des Oberhangs zurücktritt, wie in den massiven, feinkörnigen, verwitterungsanfälligen Sandsteinen, verstärkt sich auch die Zerschneidungstätigkeit im

Oberhang. Flachere Schichtneigung (6) fördert die Zerschneidungstätigkeit am Oberhang. Der Einfluß der Neigungsrichtung (7) äußert sich in einer signifikant stärkeren Zerschneidung der Achterstufenoberhänge, die durch die von der Stufenfläche herabziehenden konsequenten Gerinne gegliedert werden. Wenn der Oberhang Teil einer komplexen Stufe ist, wird er zusätzlich durch von höheren Hangteilen herabziehende Fremdgewässer (8) zerschnitten.

12. Die *Zerschneidung des Sockelhangs* erfüllt in der Morphodynamik der Stufenhänge eine Doppelfunktion. Die linearerosive Tätigkeit entzieht dem Stufenbildner das Widerlager, und die Rinnen dienen als Abfuhrbahnen für den Stufenhangschutt. Alle Steuerungsfaktoren, die die Zerschneidung des Oberhangs regeln, beeinflussen indirekt auch die Zerschneidung des Sockelhangs. Im Verhalten gegenüber der Zerschneidung lassen sich gemäß den Eigenschaften des Sockelgesteins (2) vier Typen ausgliedern, die ihre Entsprechung in der Neigungsklassifizierung der Sockelhänge finden (s.o.). Die weichen, homogenen, schiefrigen Tongesteine sind wegen ihrer hohen Undurchlässigkeit extrem stark badlandartig zerrunzt. Die bentonitischen, montmorillonitreichen Tongesteine neigen wegen ihrer Quellfähigkeit und nachfolgenden Schrumpfung zur unterirdischen Abfuhr von Niederschlagswasser (Piping, Pseudokarst), was zu geringerer Zerschneidungsdichte führt und auch das konvexe Hangprofil (s.o.) erklärt. In den heterogen geschichteten Sockelgesteinen mit resistenten Zwischenlagen ist die Sockelhangzerschneidung gehemmt. Die Rinnen sind zwar auch hier dicht geschart, doch sind sie weniger stark eingetieft. In den zu wandartiger Versteilung neigenden, dünn geschichteten Silt- und Feinsandsteinen tritt die Bedeutung der Linearzerschneidung stark zurück. Das Zusammenspiel und die gegenseitige Ergänzung von Sockelhangneigung und Sockelhangzerschneidung bei der Destabilisierung des Stufenbildners ist offenbar. Mit Ausnahme der bentonitischen Sockelgesteine, die aber wegen ihrer besonderen Durchfeuchtungseigenschaften Schollenrutschungen begünstigen, zeigen Sockelhänge mit relativ geringen Neigungen hohe Zerschneidungsintensität und Sockelhänge mit geringer Zerschneidung eine sehr starke Neigung. Mit zunehmender Mächtigkeit des Sockelgesteins (4) verstärkt sich die substratspezifische Intensität der Zerschneidung.
13. In der *Schuttbedeckung des Sockelhangs* äußern sich die morphodynamischen Mechanismen von Schuttproduktion und Schuttverteilung sowie von Aufbereitung und Weitertransport des Schutts. Zeichen funktionierender Stufenhangdynamik ist ein Gleichgewicht zwischen Schutzzufuhr und Schuttabfuhr. Die Schuttbeschickung des Sockelhangs wird durch die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners

(1) gesteuert, wobei besonders die resistenten, grobklüftigen Stufenbildner zur Produktion grober Blockschutt neigen. Für den Sockelhang stellt die Schuttfuhr vom Oberhang einen Fremdkörper dar, den es zu verarbeiten gilt, was je nach den Eigenschaften des Sockelgesteins (2) und den zugehörigen Sockelhangtypen mit deren spezifischen Hangeigenschaften (Neigung, Zerschneidung) (s.o.) in unterschiedlicher Weise organisiert wird (vgl. Abb. 47). Bei den weichen, homogenen Tongesteinen liegt im oberen Sockelhangbereich ähnlich wie auch bei den Hangtypen zwei und drei ein Band verstärkter Schuttkonzentration mit einem Nebeneinander aus Grob- und Feinmaterial. Im Mittel- und Unterhang konzentriert sich der Schutt in den für diesen Sockelhang typischen tiefen Rinnen. Am Hangfuß ist grober Blockschutt angereichert. Im Prinzip der Verteilung und des Transportes des Schutts zeigen die Sockelhänge in den bentonitischen Tongesteinen eine ähnliche Ausprägung. Große Abtragungswirksamkeit haben auf den bentonitischen Sockelhängen auch volumenreiche Schollenrutschungen, die zu chaotischer Materialverteilung führen. Bei beiden Hangtypen stellt die Sockelhangzerschneidung einen integrierten Bestandteil der Schuttabfuhr dar. Auf den Sockelhängen in den heterogen aufgebauten Sockelgesteinen sind Verteilung und Weitertransport des Schutts grundsätzlich anders geregelt. Die Sockelhangrinnen tragen hier zwar zur Unterminierung des Stufenbildners bei, sind aber an der Abfuhr des Schutts nur in untergeordneter Weise beteiligt, da ihre Entfaltung durch die resistenten Zwischenlagen retardiert wird. Große Blöcke liegen außer am Hangfuß bevorzugt auf den Wasserscheiden außerhalb der Rinnen. Die Hangzerschneidung meidet die Positionen grober Blöcke und umfließt auch die Schuttkegel, die bei diesem Sockelhangtyp in der Hangdynamik eine große Bedeutung besitzen. Durch die Produktion von Schutthalten wird die Hangneigung im Sockelhangbereich verringert und der Hang zeitweise stabilisiert. Bei dem wandartig verstellten Sockelhangtyp gelangt der Oberhangschutt durch gravitative Denudation in der Regel direkt bis an den Hangfuß oder auf die vor den vertikalen Hangpartien liegenden Schutthalten.

14. Große Schwierigkeiten haben sämtliche Sockelhangtypen bei der *Bewältigung von Grobschutt*, der Durchmesser von mehreren Metern erreichen kann. Die Hänge müssen spezielle Abtragungsmechanismen entwickeln, da selbst die Energie des nach Starkniederschlägen schießend abfließenden Wassers nicht ausreicht, um den extremen Grobschutt zu transportieren. Als nicht transportierbares Material gelangen die groben Blöcke im Laufe der Entwicklung auf die Wasserscheiden zwischen den Rinnen, werden unterminiert, wodurch gravitativer Weitertransport induziert wird. Ähnliches geschieht mit grobem Blockschutt bei der Zerschneidung von Schuttkegeln. Im

Extremfall bilden sich Tischfelsen. Die Ausbildung von Tischfelsen und die Zerschneidung von Schuttkegeln sind keine Zeichen von Abtragungsruhe, sondern integrierte Bestandteile der rezenten Hangdynamik. Unzerschnittene, frische Schuttkegel und zerschnittene sind räumlich in enger Nachbarschaft zu finden. Während der Verweildauer auf dem Hang unterliegt der Grobschutt der Aufbereitung durch Prozesse der ariden Verwitterung. Es kann dadurch zumindest teilweise zu äolisch und aquatisch transportierbaren Korngrößen zerkleinert werden.

15. Produktion, Aufbereitung, Verteilung und Transport des Schutts sind auch von der Mächtigkeit des Stufenbildners (3) abhängig. Mächtige Stufenbildner können mehr und größeres Material bereitstellen und Schuttkegel produzieren, während geringmächtige Stufenbildner den Sockelhang nur mit Einzelblöcken beschicken können. Bei großer Mächtigkeit erhält der Schutt eine hohe Aufprallenergie und birgt damit schon einen Aufbereitungsmechanismus in sich. Zudem können Blöcke durch die höhere potentielle Energie initial bis in den Hangfußbereich transportiert werden. Bei geringer Mächtighkeitsrelation (5) kann der Schutt den gesamten Sockelhang überdecken. Der Abtransport des Schutts erfolgt um so zügiger, je größer die Mächtighkeitsrelation ist. Überraschenderweise hat die Neigungsrichtung (7) keinen entscheidenden Einfluß auf die Dichte der Schuttbedeckung des Sockelhangs. Gegenüber einer zu starken Beschickung mit Schutt entwickeln die Achterstufen-Sockelhänge einen Kompensationsmechanismus, indem sie geringere Neigungen aufweisen als vergleichbare Frontstufenhänge (s.o.). In den Achterstufenbuchten allerdings, wo neben der dem Sockelhang eigenen Dynamik die Linearerosion eine zusätzliche Abtragungsfunktion übernimmt, kommt es zu verstärkter Schuttkonzentration und zu intensiverem Schutttransport. Die Achterstufenhänge sind wegen der Transporthilfe durch die konsequenten Gewässer und wegen ihrer stärkeren Buchtung (s.o.) in ihrem Abtragungsaufkommen wesentlich leistungsfähiger als vergleichbare Frontstufenhänge.
16. Die *lineare Zerschneidung der Stufenfläche* ist ein wichtiger Motor bei der Aufzehrung des stufenbildenden Gesteins, besonders wenn der Stufenbildner durchschnitten wird und an den Talflanken, die durch Resistenzunterschiede geprägte Stufenhangdynamik einsetzen kann. Je weniger resistent und durchlässig die stufenbildenden Gesteine (1) sind, und je stärker die tektonische Beanspruchung ist, um so dichter ist das Tal- und Rinnennetz auf der Stufenfläche. Die Mächtigkeit des Stufenbildners (3) bleibt auf die Zerschneidungsintensität ohne Einfluß, steuert aber die Fähigkeit der Gerinne, den Stufenbildner zu durchschneiden. Wenn geringmächtige Stufenbildner durchschnitten worden sind, werden sie durch den

von den fluvial geformten Talhängen ausgehenden Rückverlagerungsprozeß schnell aufgezehrt. Bei hoher Schichtneigung (6) kann die Zerschneidung nur schwer in das unterlagernde Sockelgestein vordringen. Der Mechanismus der Aufzehrung der Stufenfläche von rückwärts her wird außer Funktion gesetzt. Der Stufenbildner selbst ist aber auch bei größeren Schichtneigungen (bis 35°) durch Linearzerschneidung geprägt. Beeinflussung durch Fremdgewässer (8) sowie große Vertikaldistanz und enge Nachbarschaft zur Vorflut (9) fördern die Zerschneidung der Stufenfläche.

17. Die Zerschneidung der Kammrückhänge erfüllt eine wichtige Funktion bei der Entstehung der Rampenstufen (vgl. Abb. 49). Wenn der Stufenbildner (Kammbildner) in rückschreitender Erosion von einer Rückhangrinne durchschnitten worden ist, entsteht durch seitliche Ausweitung der Rinne ein *Tropfental*, eine Talform mit einem sich talab verzüngenden Querprofil. Durch Verschneidung der Tropfenthalhänge entstehen die Rampenstufen der Schichtkämme. Die Zerschneidung des Rückhangs sorgt damit additiv zur Zerschneidung des Stirnhangs für eine Buchtung der Schichtkämme.

## 6. Wertung der Ergebnisse und allgemeine Zusammenfassung

Die rezente Morphodynamik der Oberflächenformen des Colorado Plateaus wirkt in einer klimageomorphologischen Zuordnung im *Rahmen des arid-morphodynamischen Systems*. Die Prozesse sind durch *hohe Formungsaktivität* gekennzeichnet. Entsprechend der geologischen Ausstattung des Colorado Plateaus mit in der Regel flach oder mäßig steil lagernden Sedimentgesteinen wechselnder Resistenz vollzieht sich die rezente Formung innerhalb einer Schichtstufenlandschaft, die neben der Normalausbildung des Schichtstufenreliefs auch Schichttafeln und Schichtkämme umfaßt. Da das klimatische Umfeld der strukturbestimmten Reliefs auf dem Colorado Plateau weitgehend konstant ist, und damit die Reliefbeeinflussung durch Klimavarianz entfällt, können aus der Reliefdifferenzierung die *Einflüsse nicht-klimatischer Steuerungsfaktoren* ohne Überlagerungseffekte abgeleitet werden.

Die nicht-klimatischen Steuerungsfaktoren als unabhängige Variable im System der Morphodynamik der Strukturformen sind die lithologischen und strukturellen Eigenschaften des Stufenbildners und des Sockelgesteins, die Mächtigkeit von Stufenbildner und Sockelgestein, die Mächtigkeitsrelation, die Schichtneigung, die Neigungsrichtung sowie die Lage zum Gewässernetz und zur Erosionsbasis. Die unabhängigen Steuerungsfaktoren sind auf dem Colorado Plateau wie in einer Versuchsanordnung in sehr unterschiedlicher Ausprägung entwickelt. Das dadurch bedingte hohe Maß an Prozeß- und Formdifferenzierung erlaubt eine Analyse des Steuerungseinflusses der unabhängigen Variablen, sowohl separat wie auch in ihrem gegenseitigen Zusammenwirken. Eine *Systematisierung der Morphodynamik und Formendifferenzierung* der Strukturformen kann auf diesem Wege entworfen werden.

Die unabhängigen Steuerungsfaktoren nehmen mittelbar über ihren Einfluß auf die Prozesse ihre Steuerungsfunktion auf die abhängigen Formen und Formeigenschaften des Systems wahr. Als abhängige Systemvariable in der Systematik der Strukturformen gelten die morphometrischen Eigenschaften von Grundriß und Aufriß der Strukturformen sowie weitere Formeigenschaften, die die Wirkungsweise von Zerschneidung und gravitativer Denudation in direkter Weise widerspiegeln, z.B. die Zerschneidung und Schuttbedeckung des Sockelhangs.

Der Einfluß der unabhängigen Steuerungsfaktoren erklärt mit zum Teil hohen Bestimmtheitsmaßen die Variation der abhängigen Formvariablen (vgl. 5.4). So können die Mächtigkeit des Stufenbildners und die Schichtneigung, bezogen auf Stufenbildner mit bestimmten Eigenschaften, in der Regel mehr als 60% der Variation der Grundrißgestalt erklären. Der *Grundrißverlauf* der Strukturformen kann sowohl durch starke Buchtung wie extreme Geradlinigkeit gekennzeichnet sein. Die *Längenvarianz der Stufenflächen* läßt sich, separat für einzelne Stufenbildner berechnet, in der Regel zu mehr als 60% durch den Einfluß der Schichtneigung erklären. Sockelgesteine mit unterschiedlichen lithologischen Eigenschaften bilden signifikant unterschiedliche *Sockelhangtypen* hinsichtlich ihrer Neigung, Zerschneidung und Schuttverteilung aus (vgl. Abb. 43, 47). Dabei kann es sowohl zur Entwicklung konkaver wie konvexer, gestreckter wie wandartig versteilter Sockelhänge kommen, die badlandartig extrem dicht und tief, aber auch nur moderat zerschnitten sein können, und bei denen der Schutttransport vorwiegend in den Hangrinnen, aber auch ohne integrierte Beteiligung der Hangrinnen erfolgen kann.

Die durch die unterschiedliche Ausprägung der unabhängigen nicht-klimatischen Steuerungsfaktoren bedingte und aus deren Einflußnahme ableitbare Prozeß- und Formendifferenzierung der Strukturformen zeigt in deutlicher Weise, daß *innerhalb einer klimageomorphologischen Zone* an einem Formentyp *eine sehr starke Gestaltungsvariation* auftreten kann, die größer sein kann als die Variation, die durch unterschiedliche klimageomorphologische Systeme bedingt wird. Es ist damit ein Hinweis auf die Notwendigkeit gegeben, in der geomorphologischen Analyse neben klimatischen in stärkerem Maße auch strukturelle Faktoren in die Überlegungen einzubeziehen. Formendifferenzierung muß nicht unbedingt in einer klimatischen Differenzierung, sei sie räumlich oder zeitlich gegliedert, ihre Erklärung finden. Daß eine starke Formenvielfalt allein auf strukturellen und lagegesteuerten Einflüssen basieren kann, zeigt das Beispiel der Schichttafel-, -stufen- und -kammreliefs des Colorado Plateaus.

Mit diesen Argumenten soll allerdings keinesfalls dem Eindruck Vorschub geleistet werden, daß das Klima keinen oder nur einen geringen Steuerungseinfluß auf die Gestaltung der Oberflächenformen hat. Die vorgestellte Systematik der Morphodynamik der Strukturformen gilt zunächst nur räumlich begrenzt für das Colorado Plateau und klimatisch begrenzt für Gebiete mit arider Morphodynamik mit hoher Aktivität der Formungsprozesse. Eine Übertragbarkeit ist nur in Regionen mit vergleichbarer Morphodynamik möglich. Auf andere klimageomorphologische Zonen ist das Modell nicht transformierbar, da die untersuchten Steuerungsfaktoren, wie z.B. die lithologischen Eigenschaften des Stufenbildners oder die Schichtneigung, unter anderen Klimabedingungen zum einen völlig anders reagieren können und zum anderen völlig andere Prozeßabläufe induzieren können.

Neben der starken Formendifferenzierung weisen die untersuchten Strukturformen des Colorado Plateaus auch gemeinsame Eigenschaften auf, die für das trockenklimatische Milieu typisch sind und die diese Strukturformen von denen anderer klimageomorphologischer Zonen abgrenzen. Die Stufenhänge sind als Traufstufenhänge ausgebildet, im Fehlen von walmartigen Übergängen dokumentiert sich die Bedeutungslosigkeit von Spülvorgängen und periglazialer Dynamik, aber auch vorzeitlicher Einflüsse am Oberhang. Der Oberhang ist, wo nicht besondere lithologische Eigenschaften gerundete Formen bedingen, wandartig versteilt als Zeichen der Dominanz physikalischer Verwitterung und gravitativer Denudation. Die Stufenflächen sind angepaßt an die Stufenbildner fast ausnahmslos als *Schichtflächen* entwickelt.

Die aride Morphodynamik mit ihren *selektiven Verwitterungs- und Abtragungsprozessen* kennt keinen Mechanismus, die resistenten Gesteine auf der Stufenfläche flächenhaft tieferzuschalten. Resistente und mächtige Gesteine können die Landoberfläche deswegen über lange Zeiträume an sich binden. Die linienhafte Zerschneidung der

Stufenfläche bei gleichzeitig vollständiger Erhaltung des Stufenbildners in den nicht von der Zerschneidung betroffenen Arealen ist ein typisches Merkmal der ariden Morphodynamik. Reste von hangendem Material auch auf den distalen Teilen der Stufenfläche sind ein zusätzliches Zeichen der *Abwesenheit flächenspülender und flächentieferschaltender Prozesse*. Nur gering resistentes Gestein unterliegt der Abspülung und Deflation.

Die Abtragung der stufenbildenden Gesteine geschieht nach dem Prinzip der an den Stufenhängen orientierten, lateral gerichteten Denudation in Form von *Stufenrückverlegung* und *Stufenaufzehrung*. Erst die Integrierung der horizontal gerichteten Abtragungsvorgänge ergibt die *resultierende Abtragungstendenz in vertikaler Richtung*. Die *Rückverlegung* von Schichtstufen und die *Aufzehrung* der zugehörigen Stufenflächen geschieht *nicht nur*, wie in der klassischen Schichtstufentheorie festgehalten, *durch die frontale Rückverlegung von Frontstufen*, sondern *zusätzlich durch* weitere Mechanismen. Dazu zählen die lineare *Zergliederung der Achterstufen*, die für eine starke Buchtung der Achterstufenhänge und damit für eine verstärkte räumliche Wirksamkeit der Stufenhangdynamik sorgt, die *Zergliederung der Stufenfläche durch konsequente Gewässer* und deren Seitengewässer im Rücken der Frontstufe und die *ubiquitäre Aufzehrung* von bereits in Einzelsegmente zerteilten Stufenflächen durch den Prozeß der *Zirkumdenudation*.

In der Frage, ob die rezente aride Morphodynamik durch weitgehende Formungsruhe oder stärkere Formungsaktivität gekennzeichnet ist (vgl. 5.4.2), müssen mehrere Aspekte Berücksichtigung finden. Am Stufenhang laufen die gravitativen *Abtragungsprozesse räumlich dezentriert und zeitlich diskontinuierlich* ab. Zudem müssen die Prozesse nach ihrer Größenordnung und der Häufigkeit ihres Auftretens beurteilt werden. Wenn an einem Stufenhangabschnitt keine Anzeichen von Ereignissen hoher Größenordnung (Schollenrutschungen, Felsstürze) festgestellt werden, muß dies nicht bedeuten, daß Formungsruhe herrscht, denn mit der Größenordnung der Ereignisse nimmt auch ihre Häufigkeit, ihre zeitliche Kontinuität und räumliche Verteilungsdichte ab. Das heißt, daß an dem betrachteten Hangabschnitt durchaus Ereignisse geringer Größenordnung stattfinden können und daß an anderer Stelle durchaus ein Ereignis hoher Größenordnung stattfinden kann. Erst die zeitliche Integration der Prozesse nach ihrer *Größenordnung und Häufigkeit* und die räumliche Integration aller Hangabschnitte ergibt eine valide Beurteilung des Charakters der Morphodynamik. Nach den zur Verfügung stehenden Beobachtungen und Informationen und nach der Analyse der *Sedimentfrachtdynamik der Vorfluter* läßt sich für das Colorado Plateau eine hohe Aktivität der rezenten Morphodynamik ableiten.

Die rezente Morphodynamik als Momentanzustand der Reliefentwicklung des Colorado Plateaus ist fast ausschließlich auf strukturbestimmte Relieftypen konzentriert.

Im Verlauf der Morphogenese sind jedoch auch ausgedehnte *Skulpturformen* entstanden, deren Existenz die Möglichkeit der Untersuchung eröffnet, ob sich während der Reliefentwicklung die Formungsbedingungen entscheidend geändert haben und eigenständige Reliefgenerationen gebildet worden sind. Die unter tertiären Decksedimenten erhaltenen Schnittflächen (erosion surfaces) des Colorado Plateaus sind von amerikanischen Autoren im Sinne einer zyklentheoretischen Auffassung gedeutet worden (vgl. 2 und 3). Versuche einer klimagenetischen Interpretation dieser Schnittflächen sind bisher nicht unternommen worden, obwohl Hinweise auf feuchtwarme Klimabedingungen im frühen Tertiär aus Kalifornien und Südarizona bekannt sind. Im Navajo Stufenland (vgl. Abb. 2 und 10) sind unter der Bedeckung des eozänen Chuska Sandsteins und der jungtertiären Bidahochi Formation *tertiäre Landoberflächen* konserviert worden. Eine Analyse der geomorphologischen Eigenschaften der Oberflächen sowie die Untersuchung der auf ihnen erhaltenen Verwitterungsprodukte und des auflagernden Decksediments konnten Aufschluß über die Formungsbedingungen zur Zeit ihrer Genese geben.

Die inaktiven, unter tertiären Sedimenten liegenden Oberflächen schneiden zwar an vielen Stellen die unterlagernden mesozoischen Sedimentgesteine und bilden dadurch deutliche Diskordanzflächen; es handelt sich aber aus mehreren Gründen nicht um Rumpfflächen im klimageomorphologischen Sinne, die unter wechselfeucht tropischen, flächenbildenden Klimabedingungen entstanden sind, und damit eine eigenständige Reliefgeneration darstellen würden. Die Schnittflächenareale sind auf geringresistentes Gestein begrenzt, wobei leichte Resistenzunterschiede schon zur selektiven Modellierung führen. Resistente Gesteine sind als strukturangepaßte Vollformen herauspräpariert worden. Auf den Oberflächen haben *keine intensiven chemischen Verwitterungsvorgänge* stattgefunden, wie aus der Tonmineralanalyse abzuleiten ist. Kalzit und zum Teil Gips haben sich oberflächennah erhalten. Auch die auflagernden Sedimente bergen keine Hinweise auf feuchtere Klimabedingungen. Diese Befunde gelten sowohl für die (früh)eozäne bis paläozäne Tsaille Oberfläche (Auflagerungsfläche des Chuska Sandsteins) wie für die prämitteloigozäne, prävulkanische Erosionsoberfläche in den Chuska Mountains, wie auch für die miozäne Hopi Buttes Oberfläche (Auflagerungsfläche der Bidahochi Formation) (vgl. Tab. 5, Abb. 11, 12). Daß für das Jungtertiär auf dem Colorado Plateau keine feuchtwarmen Klimabedingungen nachzuweisen sind, ist nicht überraschend, da es sich damit konform mit der Klimaentwicklung des Großraumes verhält, für den ein eozän-oligozäner Klimaumschwung mit Hinwendung zu trockenklimatischen Bedingungen belegt ist. Daß aber auch das Alttertiär, wahrscheinlich mit Ausnahme des frühen und mittleren Paläozäns, durch ein *Vorherrschen trockenklimatischer Formungsbedingungen* charakterisiert ist, vermittelt dem Colorado Plateau eine Sonderstellung in der klimagenetischen Entwicklung des Südwestens der Vereinigten Staaten. Diese *Sonderstellung*

ist durch seine Lage im Lee von Randgebirgen in der frühen Phase der Entwicklung zu erklären.

Ähnlich wie die auf den tertiären, inaktiven Landoberflächen nachweisbaren Schnittflächenareale sind auch die unter den Bedingungen der rezenten, ariden Morphodynamik entwickelten Schnittflächen auf - in ihren Eigenschaften uniforme - geringresistente Substrate beschränkt. Sie sind integrierter Bestandteil der Schichtstufenlandschaft und liegen in der Regel in den Fußzonen und Subsequenzzonen im Vorland der Schichtstufen.

Als weitere skulpturale Reliefform haben sich im Verlauf der Morphogenese in der Umrahmung der lakkolithischen Erhebungen des Colorado Plateaus weitflächige *Pedimente* entwickelt (vgl. 4). Die Zonen weitflächiger Pedimentverbreitung liegen in geringresistenten Gesteinen; sie greifen nur randlich auf die resistenten Gesteine über. Die Abtragungsoberflächen sind frei von Spuren intensiver chemischer Verwitterung. Die Pedimente entstanden unter den Formungsbedingungen des arid-morphodynamischen Systems, wobei die flächenhaft in Erscheinung tretenden Hauptpedimentniveaus ein miozänes bis pliozänes Alter besitzen dürften. Die Pedimente stellen keine klimagenetisch bedingte Reliefgeneration dar. Sie entwickelten sich in ihren durch besondere Lagebeziehungen vorgegebenen Positionen, wobei abseits ihrer Verbreitung die "normale" strukturbestimmte Morphogenese andauerte. Die Pedimentgenese wurde eingeleitet durch die mit den lakkolithischen Intrusionen verbundene Ausbildung eines initialen Reliefunterschiedes. Das Aussetzen weitflächiger Pedimententwicklung und die definitive Zerschneidung des Hauptpedimentniveaus steht im Zusammenhang mit der Integrierung des Coloradoentwässerungssystems und dem dadurch initiierten entscheidenden Tiefenerosionsimpuls. In den vorflutfernen Teilen kann auch heute, bei starker Tendenz zur Flächenerhaltung, räumlich begrenzt Weiterbildung von Pedimenten stattfinden.

Trotz enger räumlicher Nachbarschaft verlief die Pedimententwicklung und -zerstörung in den Abajo Mountains (vgl. 4.2) und Henry Mountains (vgl. 4.3) sehr unterschiedlich. Während in den Abajo Mountains nur ein weitflächiges, gewässernetzangepaßtes Hauptpedimentniveau vorhanden ist, sind in den Henry Mountains die Hauptpedimentflächen in mehreren Niveaus entwickelt. In den einzelnen Pedimentkonzentrationsgebieten lassen sich dort dabei unterschiedlich viele Niveaus ausgliedern.

Die *Entwicklung und Zerstörung der Pedimentniveaus* wurde nicht großräumig durch das Klima, sondern *durch die jeweilige Lage zu lokalen, temporären Erosionsbasen räumlich und zeitlich variabel gesteuert*, so daß eine stratigraphische Zuordnung von Niveaus über die einzelnen Konzentrationsgebiete hinweg nicht möglich ist. Die Funktion der lokalen Erosionsbasen nahmen flachlagernde, resistente Gesteinspakete wahr. In den Henry Mountains, wo aufgrund der komplexeren strukturellen Ausstattung im

Verlauf der Morphogenese mehrere resistente Gesteinspakete dieser Funktion ausübten, ist deswegen ein mehrstökiges Pedimentrelief entwickelt.

In der *Mehrphasigkeit des Pedimentreliefs* spiegelt sich keine klimageomorphologische Mehrphasigkeit wider. Die Existenz von temporären Erosionsbasen allein, die durch die strukturelle Ausstattung des Raumes gesteuert wird, kann die Mehrstöckigkeit des Reliefs erklären. Die untersuchten Beispiele stellen dabei nur zwei von vielen möglichen Fällen der Pedimententwicklung dar. Daß das Klima in anderen Fällen entscheidenden Einfluß auf die Pedimententwicklung nehmen kann, ist unbestritten und zeigt sich in unmittelbar Nachbarschaft der Abajo Mountains in der Umrahmung der von pleistozänen Vergletscherungen betroffenen La Sal Mountains.

Auf der Ostseite der Henry Mountains ist in Richtung auf die Monument Aufwölbung eine *postgenetische Verstellung* des höchsten Hauptpedimentniveaus nachweisbar.

Für die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus ist nach den vorliegenden Befunden von den Anfängen bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt klimageomorphologisch mit einer *prinzipiellen Konstanz der trockenklimatischen Formungsbedingungen* zu rechnen. Der Charakter der ariden Morphodynamik dürfte während der gesamten Morphogenese im wesentlichen dem sich aktuell darbietenden Bild entsprochen haben. Die prinzipielle Kontinuität der Morphodynamik war dabei von kleineren Oszillationen, aber auch von den stärkeren Klimaschwankungen des Pleistozäns betroffen, die sich aber nur graduell modifizierend im Sinne einer *Intensitätsskalierung* auf die Prävalenz der ariden Morphodynamik auswirkten. Betroffen wurden von den Schwankungen in stärkerem Maße die Areale entlang der Entwässerungsbahnen, wo sich im Pleistozän Terrassensysteme entwickelten, und wo sich im Verlaufe des Holozäns mehrere Aufschüttungs- und Erosionsphasen abwechselten. Die Veränderung der vorflutgebundenen fluvialen Dynamik wirkten sich aber nicht in ähnlich gravierender Weise auf die Morphodynamik und Morphogenese der Strukturformen aus, weil diese Impulse sich nur sehr verzögert hangaufwärts fortpflanzen, und die Schwankungen anscheinend nicht lange genug dauerten, um das gesamte System erfassen zu können (vgl. 5.4.2).

Die Morphogenese der Strukturformen verlief einphasig. Die Strukturformengeneese setzte an einer nicht durch vorherige Abtragung überprägten Aufschüttungsfläche aus oberkretazischen und alttertiären Sedimenten an. Mit dem Vorstoßen der initialen Zerschneidung in gering resistente Gesteine unter resistenten Stufenbildnern verselbständigten sich die Talhänge zu Schichtstufenhängen mit der diesen eigenen Dynamik. Die weitere Abtragung der Schichtstufen erfolgte nach dem Prinzip der an den Stufenhängen orientierten lateral gerichteten Denudation in Form von Stufenrückwanderung und Stufenflächenaufzehrung.

Während der Morphogenese war für die *Kontinuität der Stufenhangdynamik* außer einer prinzipiell unveränderten ariden Morphodynamik eine anhaltende, kleinere Oszillation aber nicht ausschließende *Eintiefungstendenz der Vorflut* eine unabdingbare Voraussetzung. Große Teile des Colorado Plateaus hatten während der gesamten Reliefentwicklung eine genügend große Vertikaldistanz zur Erosionsbasis, um die Kontinuität der Stufenrückverlegung zu gewährleisten. Das gilt auch für das Alttertiär, als die Gebiete abseits der großen Seen bereits der Abtragung unterlagen. Im Oligozän war das gesamte Colorado Plateau Abtragungsgebiet. Im Miozän kam es im Zusammenhang mit der Basin-und-Range-Tektonik zu zeitweiliger regionaler Konstanz der Vorflut, wovon jedoch der größere Teil des Plateaus nicht betroffen wurde. Durch die Integrierung des Coloradoentwässerungssystems verbunden mit einer verstärkten Heraushebung erfuhr das Colorado Plateau im späten Miozän und Pliozän einen entscheidenden *Tiefenerosionsimpuls*, dessen Vorschub an potentieller Energie bis heute nicht aufgearbeitet ist (vgl. 5.3.3). Es besteht momentan ein Ungleichgewicht zwischen vertikaler Eintiefungstendenz und lateral gerichteter Abtragung an den Stufenhängen, was sich in der Existenz der tiefen, engen Canyons des Colorado Plateaus dokumentiert.

Um die Leistungsfähigkeit der Stufenrückverlegung als zentralem Motor der Abtragung beurteilen zu können, mußten *Stufenrückwanderungsraten* ermittelt werden, wozu eine *neu eingeführte Methode* erfolgreich verwendet werden konnte. Die berechneten Werte zur Stufenrückwanderung fanden in einem vereinfachten *geomorphogenetischen Modell* Eingang, mit dem die Lage der Stufenränder in den zuerst von der Abtragung erfaßten oberkretazischen und alttertiären Stufenbildnern für einzelne Phasen der Reliefentwicklung festgelegt werden konnte (vgl. Abb. 35). Das Modell zeigt, daß die großflächigen Lücken in der Bedeckung mit oberkretazischen Sedimenten allein durch Stufenrückwanderung geschaffen werden konnten.

Nach der Durchschneidung der jüngeren Sedimentgesteine konnte die Abtragung in immer ältere Schichten vordringen und so die Stufenhangdynamik in mehreren Niveaus aktivieren. Dadurch, daß die Stufenrückverlegung und die Aufzehrung der Stufenbildner in mehreren Niveaus unabhängig voneinander verlaufen kann, erreicht dieser Mechanismus eine *sehr hohe Leistungsfähigkeit*, die ihn ohne weiteres in die Lage versetzte, das während des Känozoikums vom Colorado Plateau entfernte Abtragungsvolumen zu verarbeiten.

Auf dem Colorado Plateau sind in der Reliefentwicklung die Auswirkungen einer weitgehenden räumlichen Klimakonstanz und einer prinzipiellen zeitlichen Klimakonstanz vereinigt. Das läßt die nichtklimatischen, in der Hauptsache strukturellen Einflüsse auf die Reliefformung sehr stark in den Vordergrund treten. Das hat den Vorteil, daß der Um-



stand in das Bewußtsein (zurück)gerufen wird, daß die nicht-klimatischen Steuerungsfaktoren einen bedeutenden, vielfach auch einen alleinigen Einfluß auf die Prozeß- und Formendifferenzierung haben können. Es hat den Nachteil, daß die für diesen Raum nachweisbare, weitgehende Ausklammerung differenzierender klimatischer Einflüsse als Antithese zum klimageomorphologischen Konzept verstanden werden könnte. Das ist weder beabsichtigt noch wäre es realistisch. Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus bewegt sich innerhalb der klimageomorphologischen Zonierung der Erde. Sie ist spezifisch für das System der ariden Morphodynamik.

*Klimatische und strukturelle Einflüsse auf das Relief müssen in gegenseitiger Abwägung synthetisch bewertet werden.* Die Dominanz eines Einflußtyps in einem Raum, sei er nun klimatisch oder strukturell ausgerichtet, darf nicht dazu verwendet werden, ihn auf andere Räume als ebenfalls dominant wirksam zu übertragen. In der Interpretation der Mehrphasigkeit von Oberflächenformen müssen neben der synthetischen Bewertung von klimatischen und strukturellen Einflüssen zusätzlich die *Konzepte von Größenordnung und Häufigkeit sowie von räumlicher Dekonzentration und zeitlicher Diskontinuität von Formungsereignissen* Berücksichtigung finden.

## 7. Literaturverzeichnis

- ABBOTT, P.L. 1981: Cenozoic paleosols Sand Diego area, California. - *Catena*, 8: 223-237.
- AGENBROAD, L.D. 1975: The alluvial geology of Upper Grand Gulch, Utah, and its relationship to Anasazi inhabitation of the Cedar Mesa area. - *Four Corners Geol. Soc. Guidebook, Canyonlands Country*: 63-66.
- AHNERT, F. 1955: Die Oberflächenformen des Dahner Felsenlandes. - *Mitt. d. Pollichia*, III. Reihe, 3. Bd.:3-105.
- AHNERT, F. 1960: The influence of Pleistocene climates upon the geomorphology of cuesta scarps on the Colorado Plateau. - *Ann. Ass. Am. Geogr.*, 50: 139-156.
- AKERS, J.P., SHORTY, J.C. & STEVENS, P.R. 1971: Hydrogeology of the Cenozoic igneous rocks, Navajo and Hopi Indian Reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 521 D: 1-18.
- AMBOS, R. 1977: Untersuchungen zur pleistozänen Reliefentwicklung im Oberen Todrhagebiet am Südrand des Hohen Atlas (SE-Marokko). - *Mainzer Geogr. St.*, 12: 1-140.
- ANDERSON, R.Y. 1960: Cretaceous-Tertiary palynology, eastern side of the San Juan Basin, New Mexico. - *New Mexico Bur. Mines and Min. Res. Mem.*, 6: 1-58.
- APPLEDORN, C.R. & WRIGHT, H.E. 1957: Volcanic structures in the Chuska Mountains, Navajo Reservation, Arizona-New Mexico. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68: 445-468.
- ARISTARAIN, L.F. 1970: Chemical analyses of caliche profiles from the High Plains, New Mexico. - *J. Geol.*, 78: 201-212.
- ARISTARAIN, L.F. 1971: On the definition of caliche deposits. - *Z. Geomorph. N.F.*, 15: 274-289.
- ARMSTRONG, R.E. 1969: K-Ar dating of laccolithic centers of the Colorado Plateau and vicinity. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 2081-2086.
- ATWOOD, W.W. & MATHER, K.F. 1931: Physiography and Quaternary geology of the San Juan Mountains, Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 166: 1-176.
- AVERITT, P. 1964: Table of post-Cretaceous geologic events along the Hurricane fault, near Cedar City, Iron County, Utah. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75: 901-907.
- AXELROD, D.I. & BAILEY, H.P. 1969: Paleotemperature analysis of Tertiary floras. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 6: 163-195.
- BAARS, D.L. 1971: Rate of change 1871-1968. - In: BAARS, D.L. & MOLENAR, C.M. (Hg.): *Geology of Canyonlands and Cataract Canyon*: 89-99, Durango.
- BAARS, D.L. 1975: The Permian system of Canyonlands country. - *Four Corners Geol. Soc. Guidebook, Canyonlands Country*: 123-127.
- BAKER, A.A. 1936: Geology of the Monument Valley-Navajo Mountain region, San Juan County, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 865: 1-106.
- BALTZ, E.H. 1967: Stratigraphy and regional tectonic implications of part of Upper Cretaceous and Tertiary rocks, East-Central San Juan Basin, New Mexico. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 552: 1-101.
- BARTH, H.K. 1975: Das südwestdeutsche Stufenland in der neueren geomorphologischen Forschung. - *Geogr. Rdsch.*, 27: 379-385.
- BARTH, H.K. & BLUME, H. 1973: Zur Morphodynamik und Morphogenese von Schichtkamm- und Schichtstufenreliefs in den Trockengebieten der Vereinigten Staaten. - *Tübinger Geogr. St.*, 53: 1-102.
- BEAUMONT, E.C. & DIXON, G.H. 1965: Geology of the Kayenta and Chilchinbito quadrangles, Navajo County, Arizona. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1202 A: 1-28.
- BERGGREN, W.A. 1972: A cenozoic time scale - Some implications for regional geology and paleobiogeography. - *Lethaia*, 5: 195-215.
- BLAGBROUGH, J.W. 1967: Cenozoic geology of the Chuska Mountains. - *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, Defiance-Zuni-Mt. Taylor region*: 70-77.
- BLAIR, R.W., MANN, J.N., McFEE, C., ROTHWELL, G.A., THENHAUS, L.M., THENHAUS, P.C. & WYANT, C. 1975: Origin and classification of natural arches in Southern Utah. - *Four Corners Geol. Soc. Guidebook, Canyonlands Country*: 81-86.
- BLAIR, W.N. & ARMSTRONG, A.K. 1979: Hualapai Limestone member of the Muddy Creek Formation: The youngest deposit predating the Grand Canyon, Southeastern Nevada and Northwestern Arizona. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1111: 1-14.
- BLAKE, W.P. 1902: The caliche of Southern Arizona: an example of deposition by vadose circulation. - *Am. Inst. of Mining and Metallurgical Engineers, Transactions*, 31: 220-226.
- BLUME, H. 1971: Probleme der Schichtstufenlandschaft. - *Erträge der Forschung*, 5: 1-117, Darmstadt.
- BLUME, H. & BARTH, H.K. 1972: Rampenstufen und Schuttrampen als Abtragungsformen in ariden Schichtstufenlandschaften. - *Erdkunde*, 26: 108-116.

- BLÜMEL, W.D. 1979: Zur Struktur, Reliefgebundenheit und Genese südwestafrikanischer und südostspanischer Kalkkrusten. - *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. 33: 154-167.
- BLÜMEL, W.D. 1981: Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien. - *Karlsruher Geogr. H.*, 10: 1-227.
- BOWERS, W.E. 1972: The Canaan Peak, Pine Hollow, and Wasatch formations in the Table Cliffs region, Garfield County, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1331 B: 1-39.
- BRADLEY, W.C. 1963: Large-scale exfoliation in massive sandstones of the Colorado Plateau. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74: 519-528.
- BRADLEY, W.H. 1929: The varves and climate of the Green River epoch. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 158: 87-110.
- BRADLEY, W.H. 1973: Oil Shale formed in desert environment: Green River Formation, Wyoming. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 1121-1124.
- BRADLEY, W.H. & EUGSTER, H.P. 1969: Geochemistry and paleolimnology of the trona deposits and associated authigenic minerals of the Green River Formation of Wyoming. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 496 B: 1-71.
- BREED, W.J. & ROAT, E. (Hg.) 1976: Geology of the Grand Canyon. - *Museum of Northern Arizona*: 1-186, Flagstaff.
- BRYAN, K. 1928: Niches and other cavities in sandstone at Chaco Canyon, New Mexico - *Z. Geomorph. A.F.*, 3: 125-140.
- BÜDEL, J. 1957: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. - *Würzburger Geogr. Arb.*, 4/5: 5-46.
- BÜDEL, J. 1975: Die Stellung der Geomorphologie im System der Naturwissenschaften. - *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl. 23: 1-11.
- BUSCHE, D. 1973: Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti Gebirge, République du Tchad. - *Berliner Geogr. Abh.*, 18: 1-110.
- CADIGAN, R.A. 1971: Petrology of the Triassic Moenkopi Formation and related strata in the Colorado Plateau region. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 692: 1-70.
- CADIGAN, R.A. 1972: Sedimentary petrology. - In: STEWART, J.H., POOLE, F.G. & WILSON, R.F.: Stratigraphy and origin of the Chinle Formation and related Upper Triassic strata in the Colorado Plateau region. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 690: 56-62.
- CARPENTER, C.H., ROBINSON, G.B. & BJORKLUND, L.J. 1967: Groundwater conditions and geologic reconnaissance of the Upper Sevier River basin, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper*, 1836: 1-91.
- CASHION, W.B. 1967: Geology and fuel resources of the Green River Formation, Southeastern Uinta Basin, Utah and Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 548: 1-48.
- CASHION, W.B. 1979: Geologic and structure map of the Grand Junction quadrangle, Colorado and Utah. - *Zweite Aufl.*, U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map I-736.
- CATER, F.W. 1970: Geology of the Salt Anticline region in Southwestern Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 637: 1-89.
- COLBERT, E.H. 1966: Rates of erosion in the Chinle Formation - ten years later. - *Plateau*, 38: 68-74.
- COLE, K.L. & MAYER, L. 1982: Use of packrat middens to determine rates of cliff retreat in the eastern Grand Canyon, Arizona. - *Geology*, 10: 597-599.
- COLTON, R.B., HOLLIGAN, J.A., ANDERSON, L.W. & WHITNEY, J.W. 1975a: Preliminary map of landslide deposits, Grand Junction 1° x 2° quadrangle, Colorado and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-697*.
- COLTON, R.B., HOLLIGAN, J.A., ANDERSON, L.W. & SHAVER, K.C. 1975b: Preliminary map of landslide deposits, Moab 1° x 2° quadrangle, Colorado and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies: Map MF-698*.
- COLTON, R.B., ANDERSON, L.W., HOLLIGAN, J.A., PATTERSON, P.E. & SHAVER, K.C. 1975c: Preliminary map of landslide deposits, Cortez 1° x 2° quadrangle, Colorado and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies: Map MF-699*.
- COOKE, R.U. & WARREN, A. 1973: *Geomorphology in Deserts*. - 1-416, London.
- COOLEY, M.E. 1958: Physiography of the Black Mesa basin area, Arizona. - *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, Black Mesa Basin*: 146-149.
- COOLEY, M.E. 1961: Description and origin of caliche in the Glen-San Juan Canyon region, Utah and Arizona. - *Arizona Geol. Soc. Dig.*, 4: 35-41.
- COOLEY, M.E. 1962: Late Pleistocene and recent erosion and alluviation in parts of the Colorado River system, Arizona and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 450 B: 48-50.
- COOLEY, M.E. & AKERS, J.P. 1961: Ancient erosional cycles of the Little Colorado River, Arizona and New Mexico. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 424 C: 244-248.
- COOLEY, M.E., HARSHBARGER, J.W., AKERS, J.P. & HARDT, W.F. 1969: Regional hydrogeology of the Navajo and Hopi Indian Reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 521 A: 1-61.
- CUNNINGHAM, F.F. & GRIBA, W. 1973: A model of slope development and its application to the Grand Canyon, Arizona, USA. - *Z. Geomorph. N.F.*, 17: 43-77.
- DAVIDSON, E.S. 1967: Geology of the Circle Cliffs area, Garfield and Kane Counties, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1229: 1-140.
- DAVIDSON, E.S. 1979: Summary appraisals of the Nation's groundwater resources - Lower Colorado region. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 813 R: 1-23.
- DAVIS, G.H. 1978: Monocline fold patterns of the Colorado Plateau. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 151: 215-233.
- DAVIS, W.M. 1901: An excursion to the Grand Canyon of the Colorado. - *Harvard Coll. Mus. Comp. Zoology Bull.*, 38: 107-201.
- DONGUS, H. 1970: Über Beobachtungen an Schichtstufen in Trockengebieten. - *Tübinger Geogr. Studien*, 34: 43-55.
- DONGUS, H. 1974: Schichtflächen in Süddeutschland. - *Heidelberger Geogr. Arb.*, 40: 249-268.
- DONGUS, H. 1980: Rampenstufen und Fußflächenrampen. - *Tübinger Geogr. Studien*, 80: 73-78.
- DORF, E. 1964: The use of fossil plants in paleoclimatic interpretation. - In: NAIRN, A.E.M. (Hg.): *Problems of paleoclimatology*. - *Interscience*: 13-30, London.
- DUTTON, C.E. 1882: Tertiary history of the Grand Canyon district. - *U.S. Geol. Surv. Mon.*, 2: 1-264.
- DYNI, J.R. 1974: Stratigraphy and nahcolite resources of the saline facies of the Green River Formation, Rio Blanco County, Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 74-56: 1-27.
- EARDLEY, A.J. 1966: Rates of denudation in the High Plateaus of Southwestern Utah. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77: 777-780.
- ENGELN, O.D. von 1948: *Geomorphology*. - 2. Aufl.: 1-655, New York.
- ERDMANN, C.E. 1934: The Book Cliffs coal field in Garfield and Mesa Counties, Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 851: 1-150.
- EUGSTER, H.P. & SURDAM, R.C. 1973: Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming, a preliminary report. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 1115-1120.
- EVERNDEN, J.F., SAVAGE, D.E., CURTIS, G.H. & JAMES, G.T. 1964: Potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America. - *Am. J. Sci.*, 262: 145-198.
- FENNEMAN, N.M. 1931: *Physiography of Western United States*. - 1-534, New York.
- FORD, T.D., HUNTOON, P.W., BREED, W.J. & BILLINGSLEY, G.H. 1976: Rock movement and mass wastage in the Grand Canyon. - In: BREED, W.J. & ROAT, E. (Hg.): *Geology of the Grand Canyon*: 116-128, Flagstaff.
- FRAKES, L.A. 1979: *Climates throughout geologic time*. - 1-310, Amsterdam.
- GILBERT, G.K. 1877: Report on the geology of the Henry Mountains. - *U.S. Geogr. and Geol. Surv.*, Rocky Mtn. Region: 1-160.
- GOUDIE, A. 1973: *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes*. - 1-174, Oxford.

- GREEN, C.R. & SELLERS, W.D. 1964: Arizona climate. - 1-503, Tucson, The Univ. of Arizona Press.
- GREGORY, H.E. 1917: Geology of the Navajo country. A reconnaissance of parts of Arizona, New Mexico, and Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 93: 1-161.
- GREGORY, H.E. 1938: The San Juan country. A geographic and geologic reconnaissance of Southeastern Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 188: 1-123.
- GREGORY, H.E. 1947: Colorado drainage basin. *Am. J. Sc.*, 245: 694-705.
- GREGORY, H.E. 1950: Geology and geography of the Zion Park region, Utah and Arizona. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 220: 1-200.
- GREGORY, H.E. 1951: The geology and geography of the Paunsaugunt region, Utah. - U.S. Geol. Surv. Paper, 226: 1-116.
- GREGORY, H.E. & MOORE, R.C. 1931: The Kaiparowits region. A geographic and geologic reconnaissance of parts of Utah and Arizona. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 164: 1-161.
- GREGORY, K.J. & WALLING, D.E. 1973: Drainage Basin. Form and Process. - 1-456, London.
- HACK, J.T. 1942: The changing physical environment of the Hopi Indians of Arizona. - Peabody Museum Paper, 35: 1-86.
- HACKMAN, R.J. & OLSON, A.B. 1977: Geology, structure, and uranium deposits of the Gallup 1° x 2° quadrangle, New Mexico and Arizona. - U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map I-981.
- HACKMAN, R.J. & WYANT, D.G. 1973: Geology, structure, and uranium deposits of the Escalante quadrangle, Utah and Arizona. - U.S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Ser. Map I-744.
- HADLEY, F.H. & LUSBY, G.C. 1967: Runoff and hillslope erosion resulting from high-intensity thunderstorms near Mack, Western Colorado. - *Water Res. Res.*, 3: 139-143.
- HAWLEY, C.C., ROBECK, R.C. & DYER, H.B. 1968: Geology, altered rocks and ore deposits of the San Rafael Swell, Emery County, Utah. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1239: 1-115.
- HAYNES, D.D. & HACKMAN, R.J. 1978: Geology, structure, and uranium deposits of the Marble Canyon 1° x 2° quadrangle, Arizona. U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map I-1003.
- HAYNES, D.D., VOGEL, J.D. & WYANT, D.G. 1976: Geology, structure, and uranium deposits of the Cortez quadrangle, Colorado and Utah. - 2. Aufl., U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map I-629.
- HEREFORD, R. 1984: Climate and ephemeral stream processes: Twentieth-century geomorphology and alluvial stratigraphy of the Little Colorado River, Arizona. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 654-668.
- HERSHFIELD, D.M. 1961: Rainfall frequency atlas of the United States for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years. - U.S. Weather Bureau Techn. Rep., 40.
- HICKEY, L.J. 1977: Stratigraphy and paleobotany of the Golden Valley Formation (Early Tertiary) of Western North Dakota. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 150: 1-181.
- HICKS, O.N. 1969: Vegetation. In: COOLEY, M.E. et al.: Regional hydrogeology of the Navajo and Hopi Indian Reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 521 A: 31-34.
- HINTZE, L.F. 1973: Geologic history of Utah. - Brigham Young Univ. Geol. Stud., 20: 1-181.
- HOLEMAN, H.N. 1968: The sediment yield of major rivers in the world. - *Water Res. Res.*, 4: 737-747.
- HUFF, L.C. & LESURE, F.G. 1965: Geology and uranium deposits of Montezuma Canyon area, San Juan County, Utah. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1190: 1-102.
- HUNT, C.B. 1953: Geology and geography of the Henry Mountains region, Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 228: 1-234.
- HUNT, C.B. 1956: Cenozoic geology of the Colorado Plateau. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 279: 1-99.
- HUNT, C.B. 1969: Geologic history of the Colorado River. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 669 C: 59-130.
- HUNT, C.B. 1974: Natural Regions of the United States and Canada. - 2. Aufl.: 1-725, San Francisco.
- HUNT, C.B. 1976: Grand Canyon and the Colorado River, their geologic history. - In: BREED, W.J. & ROAT, E. (Hg.): Geology of the Grand Canyon: 129-141, Flagstaff.
- IORNS, W.V., HEMBREE, C.H. & OAKLAND, G.L. 1965: Water Resources of the Upper Colorado River basin - technical report. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 441: 1-370.
- IRWIN, J.H. 1966: Geology and availability of ground water on the Ute Mountain Indian Reservation, Colorado and New Mexico. - U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper, 1576 G: 1-109.
- IRWIN, J.H., STEVENS, P.R. & COOLEY, M.E. 1971: Geology of the Paleozoic rocks, Navajo and Hopi Indian Reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 521 C: 1-32.
- JOHNSON, R.C. & MAY, F. 1978: Preliminary stratigraphic studies of the Mesaverde Group, the Wasatch Formation, and the lower part of the Green River Formation, DeBeque area, Colorado, including environments of deposition and investigations of palynomorph assemblages. - U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-1050.
- JOHNSON, R.C. & MAY, F. 1980: A study of the Cretaceous-Tertiary unconformity in the Piceance Creek basin, Colorado. The underlying Ohio Creek Formation (Upper Cretaceous) redefined as a member of the Hunter Canyon or Mesaverde Formation. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1482 D: 1-22.
- KARLSTROM, T.N.V. 1978: Stratigraphy and paleoclimate of the Black Mesa basin. - U.S. Geol. Surv. Circ., 778: 18-22.
- KARLSTROM, T.N.V., GUMERMAN, G.J. & EULER, R.C. 1974: Paleoenvironmental and cultural changes in the Black Mesa region, Northeastern Arizona. - In: KARLSTROM, T.N.V. et al. (Hg.): Geology of Northern Arizona. - *Geol. Soc. Am. Rocky Mtn. Section Meeting*: 494-518, Flagstaff.
- KELLEY, V.C. 1955: Monoclines of the Colorado Plateau. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 66: 789-804.
- KOONS, D. 1955: Cliff retreat in the Southwestern United States. - *Am. J. Sc.*, 253: 44-52.
- LAITY, J.E. & MALIN, M.C. 1985: Sapping processes and the development of theater-headed valley networks on the Colorado Plateau. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 203-217.
- LANCE, J.F. 1954: Age of the Bidahochi Formation, Arizona. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65: 1276.
- LANGBEIN, W.B. & SCHUMM, S.A. 1958: Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. - *Trans. Am. Geophys. Union*, 30: 1076-1084.
- LARONNE, J. 1982: Sediment and solute yield from Mancos Shale hillslopes, Colorado and Utah. - In: BRYAN, R. & YAIR, A.: Badland geomorphology and piping. - 181-193, Cambridge.
- LEHMEIER, F. 1981: Regionale Geomorphologie des nordlichen Ith-Hils-Berglandes auf der Basis einer großmaßstäbigen geomorphologischen Kartierung. - *Göttinger Geogr. Abh.*, 77: 1-137.
- LEWIS, R.O. & CAMPBELL, R.H. 1965: Geology and uranium deposits of Elk Ridge and vicinity San Juan County, Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 474 B: 1-69.
- LIEDTKE, H. 1968: Die geomorphologische Entwicklung der Oberflächenformen des Pfälzer Waldes und seiner Randgebiete. - *Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarlandes, Sonderbd.* 1: 1-232.
- LINDQUIST, R.C. 1977: Geology of Bryce Canyon National Park. - 1-52, Salt Lake City.
- LOHMANN, S.W. 1974: The geologic story of Canyonlands National Park. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1327: 1-126.
- LOHMANN, S.W. 1975: The geologic story of Arches National Park. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1393: 1-113.
- LOUIS, H. 1979: Allgemeine Geomorphologie. - 4. Aufl.; 1-814, Berlin.

- LUCCHITTA, I. 1972: Early history of the Colorado River in the Basin and Range province. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 1933-1948.
- LUCCHITTA, I. 1975: Application of ERTS images and image processing to regional geologic problems and geologic mapping in Northern Arizona-Part IV B, The Shivwits Plateau. - National Aeronautic and Space Administration Techn. Rep., 32-1597: 41-72.
- LUCCHITTA, I. 1979: Late Cenozoic uplift of the southwestern Colorado Plateau and adjacent Lower Colorado River region. - *Tectonophysics*, 61: 63-95.
- LUCCHITTA, I. 1980: Development of landscape of Northwest Arizona: The country of plateaus and canyons. - Tucson.
- LUCCHITTA, I. & MCKEE, E.H. 1975: New geochronological constraints on the history of the Colorado River and its Grand Canyon. - *Geol. Soc. Am. Abstr.*, 7: 342.
- LUSBY, G.C. 1979: Effects of converting sagebrush cover to grass on the hydrology of small watersheds at Boco Mountain, Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper*, 1532 J: 1-36.
- MacGINITIE, H.D. 1969: The Eocene Green River flora of Northwestern Colorado and Northeastern Utah. - *Univ. California Publ. Geol. Sci.*, 83.
- MALDE, H.E. & THADEN, R.E. 1963: Serpentine at Garnet Ridge. - In: WITKIND, I.J. & THADEN, R.E.: *Geology and uranium-vanadium deposits of the Monument Valley area, Apache and Navajo Counties, Arizona*. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1103: 54-61.
- MATTHAI, H.F. 1979: Hydrologic and human aspects of the 1976-77 drought. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1130: 1-84.
- MCKEE, E.D., WILSON, R.F., BREED, W.J. & BREED, C.S. (Hg.) 1967: *Evolution of the Colorado River in Arizona*. - A hypothesis developed at the Symposium on Cenozoic geology of the Colorado Plateau in Arizona. - *Museum Northern Arizona Bull.*, 44: 1-67.
- MCKEE, E.D. & MCKEE, E.H. 1972: Pliocene uplift of the Grand Canyon region-time of drainage adjustment. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 1923-1932.
- MEARS, B.Jr. 1963: Karst-like features in badlands of the Arizona petrified forest. - *Contrib. Geol., Univ. Wyoming*, 2: 101-104.
- MENSCHING, H. 1968: Berguflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. - *Geol. Rdsch.*, 58: 62-82.
- MENSCHING, H. 1973: Pediment und Glacis - ihre Morphogenese und Einordnung in das System der klimatischen Geomorphologie aufgrund von Beobachtungen im Trockengebiet Nordamerikas (USA und Nordmexiko). - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 17: 133-155.
- MORTENSEN, H. 1953: Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. Einige Ergebnisse einer Reise durch den Südwesten der USA, Sommer und Herbst 1952. - *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen*, 2: 3-22.
- MORTENSEN, H. 1955: Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. - *Verh. Dt. Geographentages*, 29, Essen 1953: 112-114.
- MULLENS, T.E. 1960: Geology of the Clay Hills area, San Juan County, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1087 H: 259-336.
- MURAWSKI, H. 1977: *Geologisches Wörterbuch*. - 7. Aufl.: 1-280, Stuttgart.
- NAESER, C.W. 1971: Geochronology of the Navajo-Hopi diatremes, Four Corners area. - *J. Geophys. Res.*, 76: 4978-4985.
- OBERLANDER, T.M. 1974: Landscape inheritance and the pediment problem in the Mojave Desert of Southern California. - *Am. J. Sc.*, 274: 849-875.
- OBERLANDER, T.M. 1977: Origin of segmented cliffs in massive sandstones in Southeastern Utah. - In: DOEHRING, D.O. (Hg.): *Geomorphology in arid regions*: 79-114, New York.
- OSTERWALD, F.W., MABERRY, J.O. & DUNRUD, C.R. 1981: Bedrock, surficial, and economic geology of the Sunnyside coalmining district, Carbon and Emery Counties, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1166: 1-68.
- O'SULLIVAN, R.B. 1965: Geology of the Cedar Mesa - Boundary Butte area, San Juan County, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1186: 1-128.
- O'SULLIVAN, R.B. 1978: Stratigraphic sections of Middle Jurassic San Rafael Group from Lohali Point, Arizona to Bluff, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Oil and Gas Inv. Chart OC - 77*.
- O'SULLIVAN, R.B. & BEIKMAN, H.M. 1963: Geology, structure, and uranium deposits of the Shiprock quadrangle, New Mexico and Arizona. - *U.S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Ser. Map I-345*.
- O'SULLIVAN, R.B., REPENNING, C.A., BEAUMONT, E.C. & PAGE, H.G. 1972: Stratigraphy of the Cretaceous rocks and the Tertiary Ojo Alamo Sandstone, Navajo and Hopi Indian Reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 521 E: 1-65.
- PIERCE, H.W., DAMON, P.E. & SHAFIQUILLAH, M. 1979: An Oligocene (?) Colorado Plateau edge in Arizona. - *Tectonophysics*, 61: 1-24.
- PETERSON, G.L. & ABBOTT, P.L. 1979: Mid-Eocene climatic change, Southwestern California and Northwestern Baja California. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 16: 73-87.
- PHOENIX, D.A. 1963: Geology of the Lees Ferry area, Coconino County, Arizona. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1137: 1-86.
- POHLMANN, H.F. 1967: The Navajo Indian Nation and Dineh bi Kayah. - *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, Defiance-Zuni-Mt. Taylor region*: 63-69, Socorro.
- POWELL, J.W. 1875: Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. - 1-291, Washington, U.S. Government Printing Office.
- PRICE, D. & ARROW, T. 1974: Summary appraisals of the Nation's ground-water resources - Upper Colorado region. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 813 C: 1-40.
- PYE, W.D. 1967: How unique Arizona syenite oil reservoir formed. - *World Oil*, 165: 81-83.
- RATHJENS, C. 1968: Schichtflächen und Schnittflächen im Trockenklima. - *Regio Basiliensis*, 9: 162-169.
- RATHJENS, C. 1973: Subterrane Abtragung (Piping). - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 17: 168-176.
- REEVES, C.C. 1970: Origin, classification, and geologic history of caliche in the southeastern High Plains, Texas, and Eastern New Mexico. - *J. Geol.*, 78: 352-362.
- REEVES, C.C. 1976: *Caliche: Origin, classification, morphology, and uses*. - 1-233, Lubbock, Estacado Books.
- REICHE, P. 1937: The Toreva-block - A distinctive landslide type. - *J. Geol.*, 45: 538-548.
- REPENNING, C.A., COOLEY, M.E. & AKERS, J.P. 1969: Stratigraphy of the Chinle and Moenkopi Formations, Navajo and Hopi Indian Reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 521 B: 1-34.
- REPENNING, C.A. & IRWIN, J.H. 1954: Bidahochi Formation of Arizona and New Mexico. - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 38: 1821-1826.
- REPENNING, C.A., LANCE, J.F. & IRWIN, J.H. 1958: Tertiary stratigraphy of the Navajo Country. - *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, Black Mesa Basin*: 123-129.
- RICHMOND, G.M. 1962: Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 324: 1-135.
- RITTER, D.F. 1967: Rates of denudation. - *J. Geol. Education*, 15: 154-159.
- ROBINSON, E.S. 1970: Mechanical disintegration of the Navajo Sandstone in Zion Canyon, Utah. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 2799-2806.
- ROBSON, S.G. & SAULNIER, G.J. 1981: Hydrogeochemistry and simulated solute transport, Piceance Basin, Northwestern Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1196: 1-65.
- ROESKE, R.H., COOLEY, M.E. & ALDRIDGE, B.N. (1978): Floods of September 1970 in Arizona, Utah, Colorado, and New Mexico. - *U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper*, 2052: 1-135.

- ROWLEY, P.D., ANDERSON, J.J. & WILLIAMS, P.L. 1975: A summary of Tertiary volcanic stratigraphy of the southwestern High Plateaus and adjacent Great Basin, Utah. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1405 B: 1-20.
- ROWLEY, P.D., ANDERSON, J.J., WILLIAMS, P.L. & FLECK, R.J. 1978: Age of structural differentiation between the Colorado Plateaus and Basin and Range provinces in Southwestern Utah. - *Geology*, 6: 51-55.
- ROWLEY, P.D., STEVEN, T.A., ANDERSON, J.J. & CUNNINGHAM, C.G. 1979: Cenozoic stratigraphy and structural framework of Southwestern Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1149: 1-22.
- SABELS, B.E. 1960: Thermoluminescence correlation of rhyolitic tuffs. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71: 1963.
- SCHAFER, J.P., KARLSTROM, T.N.V., COOLEY, M.E. & LEVINGS, G.W. (1974): Field Guide for the Black Mesa - Little Colorado River area, Northeastern Arizona. - In: KARLSTROM, T.N.V. et al. (Hg.): *Geology of Northern Arizona*. - *Geol. Soc. Am. Rocky Mtn. Section Meeting*: 729-756, Flagstaff.
- SCHIPULL, K. 1978: Über den Prozeß des Unterspülungs-Nachrutschens auf dem zentralen Colorado Plateau, USA. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 30: 93-103.
- SCHIPULL, K. 1980: Die Cedar Mesa-Schichtstufe auf dem Colorado Plateau - ein Beispiel für die Morphodynamik anderer Schichtstufen. - *Z. Geomorph. N.F.*, 24: 318-331.
- SCHMIDT, K.-H. 1978: Gleichgewichtszustände in geomorphologischen Systemen. - *Geogr. Zeitschr.*, 66: 183-196.
- SCHMIDT, K.-H. 1980a: Eine neue Methode zur Ermittlung von Stufenrückwanderungsraten - dargestellt am Beispiel der Black Mesa Schichtstufe, Colorado Plateau, USA. - *Z. Geomorph. N.F.*, 24: 180-191.
- SCHMIDT, K.-H. 1980b: Der Grundriß von Schichtstufen in Trockengebieten. - *Die Erde*, 111: 231-246.
- SCHMIDT, K.-H. 1984: Nachweis junger Krustenbewegungen auf dem Colorado Plateau, USA. - *Berliner Geogr. Abh.*, 36: 119-126.
- SCHMIDT, K.-H. 1985: Regional variation of mechanical and chemical denudation, Upper Colorado River basin, USA. - *Earth Surf. Proc.*, 10: 497-508.
- SCHMITTHENNER, H. 1954: Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland. - *Petermanns Mitt.*, 98: 3-10.
- SCHMITTHENNER, H. 1956: Probleme der Schichtstufenlandschaft. - *Marburger Geogr. Schr.*, 3: 1-87.
- SCHREIBER, D. 1973: Entwurf einer Klimateilung für landwirtschaftliche Belange. - *Bochumer Geogr. Arb., Sonderreihe* 3: 1-103.
- SCHULTZ, L.G. 1963: Clay minerals in Triassic rocks of the Colorado Plateau. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1147 C: 1-71.
- SCHUMM, S.A. 1964: Seasonal variations of erosion rates and processes on hillslopes in Western Colorado. - *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* 5: 215-238.
- SCHUMM, S.A. & CHORLEY, R.J. 1964: The fall of Threatening Rock. - *Am. J. Sc.*, 262: 1041-1054.
- SCHUMM, S.A. & CHORLEY, R.J. 1966: Talus weathering and scarp recession in the Colorado Plateau. - *Z. Geomorph. N.F.*, 10: 11-36.
- SCHUNKE, E. & SPÖNEMANN, J. 1972: Schichtstufen und Schichtkämme in Mitteleuropa. - *Göttinger Geogr. Abh.*, 60: 65-92.
- SCHWARZBACH, M. 1974: *Das Klima der Vorzeit*. - 3. Aufl.: 1-380, Stuttgart.
- SEARS, J.D. 1956: Geology of Comb Ridge and vicinity north of San Juan River, San Juan County, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1021 E: 167-207.
- SHAW, D.R. 1970: Structure of the Slick Rock District and vicinity, San Miguel and Dolores Counties, Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 576 C: 1-18.
- SHAW, D.R. 1976: Geologic history of the Slick Rock District, San Miguel and Dolores Counties, Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 576 E: 1-19.
- SHAW, D.R., SIMMONS, G.C. & ARCHBOLD, N.L. 1968: Stratigraphy of Slick Rock District and vicinity, San Miguel and Dolores Counties, Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 576 A: 1-108.
- SHOEMAKER, E.M., ROACH, C.H. & BYERS, F.M. 1962: Diatremes and uranium deposits in the Hopi Buttes, Arizona. - In: ENGEL, A.E.J. et al. (Hg.): *Petrologic Studies*. - *Geol. Soc. Am.*: 327-355, Boulder.
- SHOEMAKER, E.M. & STEPHENS, H.G. 1975: First photographs of the Canyonlands. - *Four Corners Geol. Soc. Guidebook, Canyonlands Country*: 111-122.
- SMITH, J.F., HUFF, L.C., HINRICHS, E.N. & LUEDKE, R.G. 1963: Geology of the Capitol Reef area, Wayne and Garfield Counties, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 363: 1-102.
- SMITH, W.O., VETTER, C.P. & CUMMINGS, G.B. 1960: Comprehensive survey of sedimentation in Lake Mead, 1948-49. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 295: 1-254.
- STANLEY, K.O. & COLLINSON, J.W. 1979: Depositional history of Paleocene-Lower Eocene Flagstaff Limestone and coeval rocks, Central Utah. - *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 63: 311-323.
- STEVEN, T.A. 1968: Critical review of the San Juan Penepplain, Southwestern Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 594 I: 1-19.
- STEVEN, T.A., CUNNINGHAM, C.G., NAESER, C.W. & MEHNERT, H.H. 1979: Revised stratigraphy and radiometric ages of volcanic rocks and mineral deposits in the Marysvale area, West-Central Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1469: 1-40.
- STEVEN, T.A., LIPMAN, P.W., HAIL, W.J., BARKER, F. & LUEDKE, R.G. 1974: Geologic map of the Durango quadrangle, Southwestern Colorado. - *U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map* I-764.
- STEWART, J.H., POOLE, F.G. & WILSON, R.F. 1972: Stratigraphy and origin of the Chinle Formation and related Upper Triassic strata in the Colorado Plateau region. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 690: 1-336.
- STEWART, J.H., POOLE, F.G. & WILSON, R.F. 1972a: Stratigraphy and origin of the Triassic Moenkopi Formation and related strata in the Colorado Plateau region. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 691: 1-195.
- STINGL, H. 1979: Strukturformen und Fußflächen im westlichen Argentinien. - *Erlanger Geogr. Arb., Sonderbd.* 10: 1-114.
- STOKES, W.L. 1973: Geomorphology of the Navajo Country. - *New Mexico Geol. Soc. Guidebook, Monument Valley and vicinity, Arizona and Utah*: 61-67.
- STRAHLER, A.N. 1940: Landslides of the Vermilion and Echo Cliffs, Northern Arizona. - *J. Geom.*, 3: 285-301.
- STUART-ALEXANDER, D.E., SHOEMAKER, E.M. & MOORE, H.J. 1972: Geologic map of the Mule Ear Diatreme, San Juan County, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Map* I-674.
- SUTTON, R.L. 1974: The geology of Hopi Buttes, Arizona. - In: KARLSTROM, T.N.V. et al. (Hg.): *Geology of Northern Arizona*. - *Geol. Soc. Am. Rocky Mtn. Section Meeting*: 647-671, Flagstaff.
- SUTTON, R.L. 1974a: Field guide for Hopi Buttes and Navajo Buttes areas, Arizona. - In: KARLSTROM, T.N.V. et al. (Hg.): *Geology of Northern Arizona*. - *Geol. Soc. Am. Rocky Mtn. Section Meeting*: 699-727, Flagstaff.
- THADEN, R.E., TRITES, A.F. & FINELL, T.L. 1964: Geology and ore deposits of the White Canyon area, San Juan and Garfield Counties, Utah. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1125: 1-166.
- THORNTHWAITE, C.W., SHARP, C.F.S. & DOSCH, E.F. 1942: Climate and accelerated erosion in the arid and semiarid Southwest, with special reference to the Polacca Wash drainage basin, Arizona. - *U.S. Dept. Agr. Techn. Bull.*, 808: 1-134.
- TWETO, O. 1975: Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) orogeny in the Southern Rocky Mountains. - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 144: 1-44.

- VANDERPOOL, N.L. 1982: ERODE - A computer model of drainage basin development under changing baselevel conditions. - In: CRAIG, R.G. & CRAFT, J.L. (Hg.): Applied Geomorphology: 214-223, London.
- WAGNER, G. 1950: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. - 1-664, Öhringen.
- WANEK, A.A. 1959: Geology and fuel resources of the Mesa Verde area, Montezuma and La Plata Counties, Colorado. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1072 M: 667-721.
- WANEK, A.A. & STEPHENS, J.G. 1953: Geology of the Kaibito and Moenkopi Plateaus and part of the Painted Desert, Coconino County, Arizona. - U.S. Geol. Surv. Oil and Gas Inv. Map OM 145.
- WARNKE, D.A. 1969: Pediment evolution in the Hallorian Hills, Central Mojave Desert, California. - Z. Geomorph. N.F., 13: 357-389.
- WATSON, R.A. & WRIGHT, H.E. 1963: Landslides on the east flank of the Chuska Mountains, Northwestern New Mexico. - Am. J. Sci., 261: 525-548.
- WEBER, H. 1958: Die Oberflächenformen des festen Landes. - 1-350, Leipzig.
- WENZENS, G. 1974: Morphologische Entwicklung ausgewählter Regionen Nordmexikos unter besonderer Berücksichtigung des Kalkkrusten-, Pediment- und Poljeproblems. - Düsseldorfer Geogr. Schr., 2: 1-330.
- WENZENS, G. 1978: Zur Genese von Schwemmfächern und Pedimenten in den Basin und Range-Landschaften Nordamerikas. - Z. Geomorph. N.F., Suppl. 30: 74-92.
- WERNSTEDT, F.L. 1972: World climatic data. Bd. VI North America. - Climatic Data Press: 385-522, Lemont.
- WILLIAMS, H. 1936: Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi country. - Geol. Soc. Am. Bull., 47: 111-172.
- WILLIAMS, P.L. 1976: Geology, structure, and uranium deposits of the Moab quadrangle, Colorado and Utah. - 2. Aufl., U.S. Geol. Surv. Misc. Inv. Ser. Map I-360.
- WILLIAMS, P.L. & HACKMAN, R.J. 1971: Geology, structure, and uranium deposits of the Salina quadrangle, Utah. - U.S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Map I-591.
- WILLIAMS, V.S. 1984: Pedimentation versus debris-flow origin of plateau-side desert terraces in southern Utah. - J. Geol., 92: 457-468.
- WITKIND, I.J. 1964: Geology of the Abajo Mountains area, San Juan County, Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 453: 1-110.
- WITKIND, I.J. & THADEN, H.E. 1963: Geology and uranium-vanadium deposits of the Monument Valley area, Apache and Navajo Counties, Arizona. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1103: 1-171.
- WOLFE, J.A. & HOPKINS, D.M. 1967: Climatic changes recorded by Tertiary land floras in Northwestern North America: Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific. - 11th Pacific Sc. Congr.: 67-76, Sendai.
- WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. 1960: Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. - J. Geol., 68: 54-74.
- WRIGHT, H.E. 1951: Opal cement in thick Tertiary eolian sandstone, Chuska Mountains, Arizona, New Mexico. - Geol. Soc. Am. Bull., 62: 1492.
- WRIGHT, H.E. 1954: Problem of Tohatchi Formation, Chuska Mountains, Arizona-New Mexico. - Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 38: 1827-1834.
- WRIGHT, H.E. 1956: Origin of the Chuska Sandstone, Arizona-New Mexico: A structural and petrographic study of a Tertiary eolian sediment. - Geol. Soc. Am. Bull., 67: 413-434.
- YOUNG, R.A. 1970: Geomorphological implications of pre-Coronado and Colorado tributary drainage in the western Grand Canyon region. - Plateau, 42: 107-117.
- YOUNG, R.A. 1979: Laramide deformation, erosion and plutonism along the southwestern margin of the Colorado Plateau. - Tectonophysics, 61: 25-47.
- YOUNG, R.A. & BRENNAN, W.J. 1974: Peach Springs tuff: Its bearing on structural evolution of the Colorado Plateau and development of Cenozoic drainage in Mohave County, Arizona. - Geol. Soc. Am. Bull., 85: 83-90.
- YOUNG, R.A. & MCKEE, E.H. 1978: Early and middle Cenozoic drainage and erosion in west-central Arizona. - Geol. Soc. Am. Bull., 89: 1745-1750.
- YOUNG, R.G. 1955: Sedimentary facies and intertonguing in the Upper Cretaceous of the Book Cliffs, Utah-Colorado. - Geol. Soc. Am. Bull., 66: 177-202.
- YOUNG, R.G. 1964: Fracturing of sandstone cobbles in caliche cemented terrace gravels. - J. Sed. Petr., 34: 886-889.
- ZIONY, J.I. 1966: Analysis of systematic jointing in part of the Monument upwarp, Southeastern Utah. - Univ. California, Ph.D. thesis: 1-112, Los Angeles.

## 8. Anhang: Stufenbildner und zugehörige Sockelgesteine

Die Beschreibung der *Stufenbildner* und der zugehörigen *Sockelgesteine* erfolgt gemäß ihrer stratigraphischen Position in der Reihenfolge vom Tertiär bis zum Paläozoikum. Nicht erfaßt sind Gesteine, die bei der Analyse der Strukturformen keine Rolle spielten; dazu gehören lediglich die Uinta Formation (Eozän) und die Duchesne Formation (Oligozän) des Uinta Beckens und die Schichten des San Juan Beckens, die jünger als die Mesaverde Gruppe sind (vgl. Tab. 1.7). Die Beschreibung der lithologischen Eigenschaften konzentriert sich auf die für die Formungsmechanismen bedeutenden Attribute und liefert keine Darlegung im Sinne einer vollständigen Erfassung der Lithostratigraphie.

Die stratigraphisch höchsten Stufenbildner liegen in der eozänen *Green River Formation* des südlichen Uinta und Piceance Beckens. Die *Green River Formation* unterliegt starken lateralen Fazieschwankungen, wobei einzelne Teile auskeilen und regional nicht vertreten sind. Die Beschreibung gilt deswegen regional begrenzt für das südliche Uinta Becken und mit einiger stratigraphischer Differenzierung für den Südrand des Piceance Beckens (ERDMANN 1934, CASHION 1967).

Die *Evacuation Creek Fazies* ist das jüngste Glied der *Green River Formation*; sie besteht in der Hauptsache aus Mergel und Siltgesteinen. An ihrer Basis befindet sich jedoch ein resistenter Sandstein, der bis 15 m mächtig werdende *Horse Bend Sandstein*, der häufig als schützende Bedeckung von Mesas den einzig erhaltenen Erosionsrest der *Evacuation Creek Fazies* darstellt. Es handelt sich um einen fein- bis mittelkörnigen Sandstein, der im Südwesten seiner Verbreitung an den Roan Cliffs in Zusammenhang mit anderen resistenten Sandsteinen auftritt, wo der Gesamtkomplex 50 m mächtig wird. Unterlagert wird der Sandstein von wenig resistenten Mergeln und Siltgesteinen der *Parachute Creek Fazies*.

Innerhalb der *Parachute Creek Fazies* beschränkt sich das Vorkommen stufenbildender Gesteine auf feinst- bis mittelkörnige, meist karbonatverfestigte, geschichtete, unter 15 m mächtige Sandsteinlinsen, deren Bedeutung nach Südwesten zunimmt, die als Stufenbildner aber nur von lokalem Interesse sind. Eingebettet sind sie in die Mergel, Ölschiefer, Siltgesteine und Tuffe der *Parachute Creek Schichten*.

Die *Douglas Creek Schichten* als basaler Teil der *Green River Formation* sind wesentlich am Aufbau der Roan Cliffs beteiligt, im zentralen Teil zwischen Uinta und Piceance Becken als oberster Stufenbildner. Stratigraphisch sind sie sehr komplex aufgebaut mit wechsellagernden Sandsteinen, Siltsteinen, Tonschiefern und Kalken; die

*Douglas Creek Fazies* verzahnt sich mehrfach mit der unterlagernden *Wasatch Formation*. Sie wird bis 300 m mächtig. Nach ERDMANN (1934) sind Tonschiefer bis zu 70% und Sandsteine bis zu 12% am Aufbau der *Douglas Creek Schichten* beteiligt, wobei der Anteil der Sandsteine in den hangenden Partien zunimmt.

Unterlagert wird die *Douglas Creek Fazies* von der paläozänen bis eozänen *Wasatch Formation*, die insgesamt weniger widerstandsfähig ist als die hangende *Green River Formation* und den Sockel der Roan Cliffs bildet. In der Hauptsache setzt sie sich zusammen aus roten und grauen Tonschiefern, aus Siltsteinen und z.T. massiven, unregelmäßig geschichteten Sandsteinen. Die einzelnen Partien der *Wasatch Schichten* sind nicht weitflächig zu verfolgen und bieten ein unregelmäßiges und diskontinuierliches Bild. Eine Häufung von Sandsteinen befindet sich in den hangenden Teilen. Nach unten schließt die *Wasatch Formation* mit einem basalen Konglomerat ab. Dominiert wird die an den Roan Cliffs bis 300 m mächtig werdende *Wasatch Formation* - ihre Mächtigkeit nimmt in Richtung auf die Beckenzonen bis auf Werte über 1000 m zu - jedoch von den Tonschiefern. Nach ERDMANN (1934) sind im Bereich der Roan Cliffs in Colorado Sandsteine nur mit 3% an ihrem Aufbau beteiligt.

Ein ganz anderes Erscheinungsbild bietet die *Wasatch Formation* ins Südwestutah (GREGORY 1950, BOWERS 1972), wo sie die markante Stufe der 'Pink Cliffs' bildet, die auch die Flanke des Bryce Canyon National Parks aufbauen. Wegen der starken lithologischen Unterschiede zur Typlokalität der *Wasatch Formation* in Nordutah ist die Benennung umstritten, und manche Autoren bevorzugen den Namen *Claron Formation*, der für ähnliche Schichten weiter westlich im Übergang zur Basin-und-Range-Provinz benutzt wird. Eine Neugliederung der *Wasatch Formation* in Südwestutah hat BOWERS (1972) unternommen. Die 150 bis über 300 m mächtige *Wasatch Formation* setzt sich zusammen aus einer Folge von limnischen und fluvialen Kalksteinen, kalkhaltigen Tonsteinen, Sandsteinen und Konglomeraten. Die Abfolge der Schichten ist von Ort zu Ort unterschiedlich. Dominiert wird die Formation von Kalksteinen, in denen dünne Bänder klastischen Materials auftauchen. Die Konglomerate sind mit Kalziumkarbonat verfestigt, die Sandsteine enthalten Kalk, Kieselsäure, Eisen- und Manganoxide als Zement. Die einzelnen Teile der *Wasatch Formation* differieren in ihrer Resistenz sehr stark und auf engem Raum, so daß ein eindrucksvolles Kleinrelief entsteht, wie es im Bryce Canyon seine bekannteste Ausprägung findet. Unterlagert wird die *Wasatch Formation* von der *Kaiparowits Formation*, einem sehr feinkörnigen, bröckligen Sandstein mit Lagen von Tonsteinen. Sie formt sanfte Hänge am Fuß der Pink Cliffs.

Die oberkretazische *Mesaverde Gruppe*, die z.T. mächtige Schichten stufenbildender Sandsteine enthält, streicht sowohl im Süden des Colorado Plateaus (San Juan Becken, Black Mesa Becken) wie in dessen Norden (Uinta Becken, Piceance Becken) an den Rändern von Beckenzonen aus. In allen Bereichen ist sie von vergleichbarer Lithologie. Wegen der unterschiedlichen stratigraphischen Position, bedingt durch ein kompliziertes Verzahnungsmuster mit Schichtgliedern des Mancos Shale, tragen die Sandsteine der Mesaverde Gruppe in den einzelnen Verbreitungsgebieten unterschiedliche Namen, die von den Benennungen an der Typlokalität, der Mesa Verde in Südwestcolorado, abweichen, so daß eine getrennte Behandlung der einzelnen Stufenbildner notwendig wird (ERDMANN 1934, IRWIN 1966, O'SULLIVAN et al. 1972).

Der *Cliff House Sandstein* ist an der Typlokalität der Mesaverde Gruppe deren höchstes Glied. Er bildet die Stufenfläche der Mesa Verde und enthält die indianischen Ruinen in den Felsnischen an den Seiten der die Stufenfläche gliedernden Canyons. Das Auftreten des Cliff House Sandsteins ist lokal begrenzt, weiter südlich in Richtung auf die Chuska Mountains keilt er aus. Er besteht hauptsächlich aus resistenten Sandsteinen in unterschiedlich mächtigen Lagen. Feine Quarzsande stellen die Hauptkomponente. Zwischengelagert sind einzelne Silt- und Schieferbänder. An der Mesa Verde ist der mit einem weitmaschigen Klufnetz ausgestattete, relativ poröse Sandstein bis 120 m mächtig (WANEK 1959), am San Juan River wird eine maximale Mächtigkeit von etwa 240 m erreicht. Der Sandstein ruht auf der *Menefee Formation*, dem mittleren Teil der Mesaverde Gruppe an der Typlokalität. Sie besteht aus einer Wechselfolge von Tonschiefern, kalkhaltigen Schiefern, Kohle, Siltsteinen und linsenförmigen Sandsteinschaltungen. Unterhalb des stufenbildenden Cliff House Sandsteins formt die Menefee Formation einen steilen Hang. Die Mächtigkeit, an der Nordflanke der Mesa Verde 100 m, nimmt nach Süden zu mit Werten von bis zu 900 m im südlichen San Juan Becken.

Der *Point Lookout Sandstein* ist das basale Glied der Mesaverde Gruppe an der Mesa Verde. Er gliedert sich in zwei Teile, einen hangenden, resistenten, massiven, 60 bis 75 m mächtigen Sandstein aus fein- bis mittelkörnigen Quarzsanden und einen unteren, aus wechsellagernden Sand- und Tonsteinen bestehenden Teil, der eine Übergangszone zum unterlagernden *Mancos Shale* darstellt. Der an der Mesa Verde bis 600 m mächtige Mancos Shale besteht fast ausschließlich aus weichen, marinen Tonschiefern mit nur vereinzelt auftretenden Kalksteinlinsen. An der Nordflanke der Mesa Verde bilden die Sandsteine der Mesaverde Gruppe zusammen mit einem zwischengeschalteten Steilhang in der Menefee Formation die Stufe über dem Mancos-Sockel aus. Im Westen und Südwesten der Mesa Verde ist nur noch der Point Lookout Sandstein als Stufenbildner vertreten.

Zu erwähnen ist innerhalb der Mesaverde Gruppe für das südlichere San Juan Becken noch der *Gallup Sandstein*

(O'SULLIVAN et al. 1972), ein grobkörniger Sandstein mit wechselnden Schichtdicken, fest zementiert und zu Blöcken verwitternd. Er wird nordöstlich der Chuska Mountains bis 40 m mächtig, südlich davon bis 100 m. Sein Liegendes bildet der mächtige *Mancos Shale*.

An der Black Mesa stellt der *Yale Point Sandstein* den höchsten Teil der Mesaverde Gruppe dar. Er ist nur noch an der Nordostflanke der Black Mesa vertreten und bildet dort den oberen Teil des komplexen Stufenhangs. Es handelt sich um einen massiven, 60 bis maximal 115 m mächtigen, wandbildenden Sandstein. Darunter folgt die *Wepo Formation*, wechsellagernde Silt-, Ton- und Sandsteine mit Kohlebänken, die im Gelände durch ihre im Gegensatz zu den über- und unterlagernden Sandsteinen geringere Hangneigung zu erkennen ist. Sie wird an der Nordostflanke der Black Mesa um 100 m mächtig mit zunehmender Tendenz in westlicher Richtung, wo 220 m erreicht werden.

Die *Toreva Formation* bildet an der Black Mesa den basalen Teil der Mesaverde Gruppe. Das bis 120 m mächtige Schichtpaket besteht hauptsächlich aus fein- bis sehr grobkörnigen Sandsteinen. Zwischengelagert ist stellenweise ein Keil aus marinen Tonschiefern. Im gesamten Südosten der Black Mesa ist die Toreva Formation einziger als Stufenbildner über dem *Mancos Shale* verbliebener Rest der Mesaverde Gruppe. Im Bereich der Black Mesa ist der Mancos Shale nur noch um 200 m mächtig.

Am Südrand des Uinta und Piceance Beckens bauen Teile der Mesaverde Gruppe die fast 300 km langen, in West-Ost-Richtung verlaufenden Book Cliffs auf. Sie liegen dort als schützende Decke über dem geringresistenten z.T. über 1000 m mächtig werdenden Mancos Shale. Während der Oberkreide wurden immer wieder einzelne Keile der terrestrischen und litoralen Mesaverde Gruppe gegen das Mancos-Meer vorgeschoben, so daß ein kompliziertes Verzahnungsmuster entstand (YOUNG 1955), daß die Stratigraphie der Book Cliffs in ihrer gesamten Längserstreckung sehr variabel gestaltet. Stellvertretend für die stufenbildenden Faziesbereiche werden hier der regional weit verbreitete Sego Sandstein und der Castlegate Sandstein beschrieben.

Der wandbildende *Sego Sandstein*, fast in der gesamten Erstreckung der Book Cliffs vertreten, wird im allgemeinen zwischen 35 und 60 m mächtig; er ist mittel-, z.T. grobkörnig und brüchig. Der *Castlegate Sandstein*, dessen Hauptverbreitungsgebiet in den westlichen Book Cliffs liegt, wird wenige Meter bis 170 m mächtig. Im Westen ist er konglomeratisch, nach Osten wird er feinkörniger. Die Körner sind in einer kalkigen Tonmatrix verfestigt (OSTERWALD et al. 1981).

Der oberkretazische *Mancos Shale* als Sockelgestein unter den resistenten Sandsteinen der Mesaverde Gruppe ist in wechselnder, aber immer bedeutender Mächtigkeit und nahezu gleichartiger Lithologie auf dem gesamten Colorado Plateau verbreitet, wo oberkretazische Sedimente augen-



blicklich von der Abtragung erfaßt werden. Ähnlich wie im oberen Mancos Shale Sandsteinzungen der Mesaverde Gruppe vertreten sind (s.o.), treten solche litoralem Milieu entstammenden Sandsteine stellenweise auch in den tieferen Teilen des Mancos Shale auf. Hier werden sie dem Mancos Shale zugeordnet (HUNT 1953). Es handelt sich im einzelnen um den Emery Sandstein und Ferron Sandstein; beide sind im Henry Mountains Becken zu finden, der Ferron Sandstein auch südlich des Uinta Beckens.

Der *Emery Sandstein* wird im Henry Mountains Becken insgesamt um 75 m mächtig. Morphologisch resistent und stufenbildend wirken jedoch nur die unteren 60 m, die aus einem massiven, feinkörnigen, verfestigten Sandstein und einer darunterliegenden Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen im Übergang zum Sockelgestein, dem *Blue Gate Shale*, bestehen. Dieser zur Badlandbildung neigende, weiche, leicht spaltbare, nur z.T. bentonitische marine Tonschiefer wird 425 m mächtig.

Der *Ferron Sandstein* gleicht in Mächtigkeit und Zusammensetzung dem Emery Sandstein. Nur der mittlere massive Sandstein zusammen mit der Wechselfolge aus Sandsteinen und Tonschiefern im Übergang zum Sockelgestein, dem Tununk Shale, bilden eine Stufe aus. Der Sandstein ist feinkörnig mit einzelnen Grobmaterialeinschlüssen und setzt sich aus Schichten unterschiedlicher Dicke zusammen. Er ist mit Kalk zementiert, an manchen Stellen ist die Zementierung nur schwach, und der Sandstein ist brüchig. Der *Tununk Shale* ist wie der *Blue Gate Shale* ein weicher Tonschiefer, der zwischen 160 und 200 m mächtig wird.

Der *Dakota Sandstein* hat zur Zeit seiner Ablagerung in der Unter(?)- und Oberkreide das Colorado Plateau fast flächendeckend überzogen. Schichtstufen im Dakota Sandstein sind deswegen im gesamten Arbeitsgebiet vertreten, wo die Abtragung die Grenze Kreide/Jura erreicht hat. Der Dakota Sandstein ist ein sehr resistenter, z.T. konglomeratischer Stufenbildner. Er ist fest zementiert mit Kieselsäure, Kalziumkarbonat und stellenweise Eisenoxiden. Der Dakota Sandstein erreicht selten Mächtigkeiten über 50 m, obwohl maximale Mächtigkeiten von annähernd 70 m bekannt sind. Im allgemeinen liegt die Schichtmächtigkeit um 30 m. An manchen Stellen, so in Westcolorado, läßt sich der Dakota Sandstein in drei Teile untergliedern (SHAWE et al. 1968, CATER 1970), einen oberen Sandstein mit Konglomeraten, einen mittleren Teil aus Sandstein, kalkigen Schiefen und Kohlebändern und einen unteren Sandstein mit Konglomeraten. Wo die wenig resistenten Zwischenlagen auch die Abtragung des oberen Sandsteins gefördert haben, ist häufig nur noch das basale, mehrere Meter mächtige Konglomerat erhalten. Der obere Sandstein bildet dann vielfach eine gesonderte Stufe aus. Der Dakota Sandstein verwittert entlang von Klüften und Schichtgrenzen zu groben Blöcken. Er lagert im Untersuchungsgebiet diskordant auf unterkretazischen und jurassischen Schichten. In Südostutah und Südwestcolorado ruht er direkt auf der ebenfalls resistenten Burro Canyon Formation (s.u.),

mit der zusammen sein basaler Teil eine Stufe bildet. Im Nordwesten kann an die Stelle der Burro Canyon Formation die Cedar Mountain Formation treten. Sonst bilden wenig resistente Schichten der *Morrison Formation* den Sockel der Dakota-Stufe. Dabei handelt es sich in erster Linie um die weichen, betonitischen, quellfähigen Tongesteine der *Brushy Basin Fazies*, die Mächtigkeiten von 200 m erreichen kann, in der Regel aber unter 100 m mächtig bleibt. Weiter im Südwesten sind die hangenden Teile der Morrison Formation der Prä-Dakota-Erosionsphase zum Opfer gefallen, und an der Black Mesa bilden die weichen Sandsteine und Tonschiefer der *Westwater Canyon und Recapture Fazies* den Stufensockel der Dakota-Stufe.

Die *Burro Canyon Formation* ist nur lokal in Südostutah und Südwestcolorado vertreten. Sie bildet entweder zusammen mit dem Dakota Sandstein eine Stufe, oder, wenn dieser bereits durch Abtragung rückverlegt worden ist, eine selbständige Stufe aus. Sie wird zwischen 15 und 90 m mächtig mit durchschnittlichen Werten um 50 m. Sie besteht aus stark resistenten, mit Kalziumkarbonat, Kieselsäure und Limonit zementierten Sandsteinen und Konglomeraten mit untergeordneten Tonsteinen und kieselligen Kalken. Die Sandsteine und Konglomerate werden in massiven Lagen bis 30 m mächtig, sie verwittern zu groben Blöcken. Als Sockelgestein fungiert die *Brushy Basin Fazies* (s.o.) der Morrison Formation.

Innerhalb der sehr heterogen zusammengesetzten jurassischen Morrison Formation bildet nur das basale *Salt Wash Sandstein* bedeutendere Stufen aus. Die *Salt Wash Fazies* ist auf dem Colorado Plateau weit verbreitet, bietet aber in sich ein sehr uneinheitliches Bild mit einer Abfolge von vielfach linsenförmigen Sandstein- und Tonsteinschichten. Die Mächtigkeit der mit Kalziumkarbonat und teilweise Kieselsäure verfestigten, z.T. konglomeratischen Sandsteinschichten wechselt lokal sehr stark mit Werten zwischen 10 und 100 m. Die Sandsteinfazies macht in der Regel die Hälfte bis zwei Drittel der *Salt Wash* Schichten aus. Ist die Serie komplett erhalten, zeigt sie sich im Gelände als eine Abfolge von an die Sandsteine gebundenen Steilstufen und von an die geringresistenten Substrate gebundenen weniger steilen Hangabschnitten. Vielfach ist nur noch der basale Sandstein- und Konglomeratkörper der *Salt Wash Fazies* als Stufenbildner erhalten. Das Liegende der Morrison Formation bilden wechselnde Schichtglieder der jurassischen San Rafael Gruppe, entweder regional begrenzt auftretende Sandsteine wie der *Bluff Sandstein* (s.u.), der *Cow Springs Sandstein* und der *Junction Creek Sandstein*, oder die weit verbreitete *Summerville Formation*, ein bis maximal 60 m mächtig werdender, dünngeschichteter, von vertikalen Klüften durchsetzter Komplex aus wenig verfestigten Sandsteinen, aus Silt- und Tonsteinen sowie zwischengelagerten Gipsbändern.

Der *Bluff Sandstein* ist ein lokal nur sehr begrenzt in Südostutah und Nordostarizona auftretender, massiver, gut ze-

mentierter äolischer Sandstein, der bis 100 m mächtig wird (O'SULLIVAN 1965) und von vertikalen Klüften durchsetzt ist. Das zugehörige Sockelgestein ist die *Summerville Formation* (s.o.). Im westlichsten Colorado tritt als Äquivalent des Bluff Sandsteins der Junction Creek Sandstein auf (SHAWE et al. 1968).

Obwohl der *Entrada Sandstein*, ebenfalls zur San Rafael Gruppe gehörig, auf dem Colorado Plateau weit verbreitet ist und Mächtigkeiten von 250 m erreicht, tritt er nur im Osten des Untersuchungsgebietes als Stufenbildner auf, da der Sandstein im allgemeinen nur wenig verfestigt ist und in seiner erdigen (earthy) Fazies vorliegt. Im östlichsten Utah und in Südwestcolorado wird der *Entrada Sandstein* untergliedert in die *Dewey Bridge Fazies* und den *Slick Rock* (glatter Felsen) Sandstein (SHAWE et al. 1968, CATER 1970). Der *Slick Rock Sandstein* ist hier im allgemeinen um 40 m mächtig mit Maximalwerten bis 70 m. Der Sandstein ist nur mäßig verfestigt, doch an manchen Stellen bilden Kalk, Kieselsäure oder Kaolinit eine feste Matrix. Der *Slick Rock Sandstein* bildet eine gerundete, steile und nackte Felsoberfläche. Er lagert auf der um 10 m mächtigen *Dewey Bridge Fazies*, einer Wechselfolge aus feingeschichteten tonigen Siltsteinen und sehr feinkörnigen Sandsteinen. An vielen Stellen, wo die *Dewey Bridge Fazies* nicht entwickelt ist, liegt der *Slick Rock Sandstein* unmittelbar auf den ebenfalls stufenbildenden Sandsteinen der *Glen Canyon Gruppe*. Lokal ist im Raum Moab und im *Arches National Park* (LOHMAN 1975) der bis 30 m mächtige, im Vergleich zum *Slick Rock Sandstein* etwas resistere *Moab Sandstein* als hangender Teil der *Entrada Serie* vertreten.

Unterhalb der *San Rafael Gruppe* folgt mit der *Glen Canyon Gruppe* eine Folge von unterschiedlich resistenten Sandsteinen. Nicht immer vollständig, aber durchweg mit zweien ihrer drei Glieder ist sie im gesamten Untersuchungsgebiet mit Ausnahme des Südostens mit z.T. mehreren Hundert Metern Mächtigkeit vertreten.

Der *Navajo Sandstein*, an der Wende Jura/Trias abgelagert, ist lediglich im Südosten des Colorado Plateaus und im äußersten Osten östlich des *Dolores River* auf Grund einer Prä-*Entrada*-Erosionsphase nicht mehr vertreten. Sonst ist er, wo er von der postlaramischen Erosion verschont blieb, mit nach Westen zunehmender Mächtigkeit entwickelt, in den östlichen Canyonlands mit 160 m (LOHMANN 1974), im *Henry Mountains Becken* mit maximal 250 m (HUNT 1953), am *Capitol Reef* mit bis zu 330 m (SMITH et al. 1963) und im *Zion Park* mit maximal 670 m (GREGORY 1950). Es handelt sich um einen massiven, meist feinkörnigen, kreuzgeschichteten Sandstein überwiegend äolischen Ursprungs, der mit Kalziumkarbonat unterschiedlich stark, in der Regel jedoch nur schwach verfestigt ist. Einige dünne, abtragungswiderständige Linsen aus Kalkstein sind eingearbeitet. In den obersten Teilen des Sandsteins trifft man lokal auf stark verfestigte Partien, die eine schützende Decke auf kleineren Erhebungen bilden (PHOENIX 1963).

Besonders deutlich tritt der *Navajo Sandstein* an den steilen Ostflanken der Aufwölbungszonen (vgl. Abb. 4) hervor, so an der *Waterpocket Fold*, am *Capitol Reef*, am *San Rafael Reef* und an der *Comb Ridge* (SCHMIDT 1980b). Das Liegende des *Navajo Sandsteins* bildet die ebenfalls resistente *Kayenta Formation*.

Der *Kayenta Formation* fehlt das massive Erscheinungsbild der sie über- und unterlagernden vorwiegend äolischen Sandsteine. Sie besteht aus unregelmäßig geschichteten Sandsteinen und untergeordneten Siltsteinen, Tonsteinen und Konglomeraten meist fluvialen Ursprungs. Ihre häufig starke Verfestigung durch Kieselsäure und Kalziumkarbonat und z.T. durch eine dichte Tonmatrix und Eisenoxide macht sie resistenter als die übrigen Teile der *Glen Canyon Gruppe*. Die *Kayenta Formation* erscheint im Relief entsprechend ihrer wechselnden Schichtung als eine Serie von kleineren Stufen und Leisten. Die *Kayenta Formation* wird zwischen 40 und 120 m mächtig und bildet häufig insgesamt oder mit ihren basalen Teilen eine schützende Decke über dem unterlagernden *Wingate Sandstein*.

Der triassische *Wingate Sandstein*<sup>1</sup> ist ein feinkörniger, massiver äolischer Sandstein. Kalziumkarbonat bildet das Bindemittel des insgesamt nur mäßig verfestigten und teilweise brüchigen Sandsteins. Ein Charakteristikum des um 100 m mächtigen *Wingate Sandsteins* ist seine Durchsetzung mit vertikalen Klüften. Er ist in seinem typischen Erscheinungsbild als ungegliederte senkrechte Wand als bestimmendes Landschaftsmerkmal mit Ausnahme des äußersten Südostens auf dem gesamten Colorado Plateau zu finden. Der Stufensockel der Sandsteine der *Glen Canyon Gruppe* ist wechselvoll zusammengesetzt und gestaltet, weil zum einen die Abtragung unterschiedlich weit in die unterlagernde, z.T. mehrere Hundert Meter mächtige triassische *Chinle Formation* vorgedrungen ist, und weil zum anderen die *Chinle Formation* räumlich starken Faziesveränderungen unterliegt. Die *Church Rock Fazies* und die *Owl Rock Fazies* (upper red beds) (STEWART et al. 1972) bilden gemeinsam oder allein in wechselnder Mächtigkeit den oberen Teil des Unterhangs. Die *Church Rock Fazies* schwankt in ihrer Mächtigkeit zwischen wenigen Metern und Werten über 100 m; im Westen im Bereich des *Capitol Reef* ist sie nicht mehr entwickelt. Sie besteht zum überwiegenden Teil aus Siltsteinen wechselnder Schichtdicke. Dazwischen treten Sandsteinlinsen auf, die am Hang Leisten bilden. Zwei dieser Sandsteinbänder, das *Hite Bed* und die *Black Ledge*, lassen sich über längere Strecken als markante Hangleisten verfolgen. Die *Owl Rock Fazies*, in Teilgebieten bis über 100 m mächtig, fehlt im Osten des Untersuchungsgebietes im Raum Moab; sie

<sup>1</sup> Unter der Bezeichnung *Wingate Sandstein* wird hier nur der *Lukachukai Sandstein* der *Wingate Formation* behandelt, der im überwiegenden Teil des Colorado Plateaus die gesamte *Wingate Formation* repräsentiert (vgl. Fußnote Tab. 1.6).

besteht aus geschichteten Siltsteinen mit horizontalen, resistenten Kalksteinbänken, die deutliche Hangleisten formen. Im Liegenden folgt die *Petrified Forest Fazies*, die aus sehr wenig widerständigen Tonsteinen bis tonigen Sandsteinen zusammengesetzt ist. Sie gehört zur Gruppe der quellfähigen, bentonitischen, montmorillonitreichen Gesteine. Sie ist im Norden des Arbeitsgebietes nur schwach entwickelt, ihre größten Mächtigkeiten erreicht sie im Süden, besonders im Black Mesa Becken. In Südostutah folgt unter der *Petrified Forest Fazies* die ebenfalls bentonitische *Monitor Butte Fazies*, häufig jedoch mit der *Moss Back Fazies* als zwischengelagertem Schichtkomplex (s.u.).

Obwohl die *Chinle Formation* auf dem Colorado Plateau charakteristisch als Sockelgestein der Stufen der Glen Canyon Gruppe auftritt (s.o.), sind innerhalb der Schichtserie einige Partien auch als Stufenbildner von Bedeutung.

Aus den hangenden, roten Teilen ist die *Owl Rock Fazies* zu nennen, deren resistente Schichtkomplexe vor allem dort eine Stufe ausbilden, wo die Sandsteine der Glen Canyon Gruppe regional nicht entwickelt sind. Das ist im Süden des Black Mesa Beckens der Fall, wo eine langgestreckte Stufe in der *Owl Rock Fazies* die nördliche Begrenzung des weiten Tales des Little Colorado River darstellt. Als Sockelgestein fungiert die hier sehr mächtige *Petrified Forest Fazies* (s.o.). Auch an der Typlokalität, dem Owl Rock im Monument Valley, bildet der Owl Rock Kalkstein eine selbständige Stufe.

Der *Moss Back Sandstein* der *Chinle Formation* tritt nur lokal in Südostutah westlich der Comb Ridge an die Oberfläche; aber auch hier ist er nicht als durchgehende Schicht entwickelt (THADEN et al. 1964, LEWIS & CAMPBELL 1965, STEWART et al. 1972). Er besteht aus fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen und aus Konglomeratbänken, die mit Kieselsäure verfestigt sind. Er wird bei starken lateralen Schwankungen bis 45 m mächtig. Stellenweise bildet der *Moss Back Sandstein* den basalen Teil der *Chinle Formation*. Dann lagert er direkt auf der gering resistenten *Moenkopi Formation* (s.u.). Sonst liegt der *Moss Back Sandstein* auf der weichen, hauptsächlich aus bentonitischen Tonsteinen bestehenden *Monitor Butte Fazies*, die zwischen 30 und 60 m mächtig ist.

Das *Shinarump Konglomerat* als basaler Teil der *Chinle Formation* ist in beträchtlicher räumlicher Ausdehnung auf dem Colorado Plateau zu finden, auch wenn es als fluviales Sediment an vielen Stellen lokal nicht präsent ist (STEWART et al. 1972). Es wird im Durchschnitt um 10 m mächtig; dort, wo es ehemalige Gerinnebetten ausfüllt, kann es über 30 m mächtig werden. Der Ausdruck Konglomerat ist etwas irreführend, da die *Shinarump Fazies* zu einem großen Teil aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen besteht. Auch Tonsteineinschlüsse sind in geringen Mengen vorhanden. Die *Shinarump Fazies* ist mit Kieselsäure und untergeordnet mit Kalkzement verfestigt. Die Sandsteine sind dabei häufig nur mäßig verbacken und brü-

chig. Dennoch verhält sich das *Shinarump Konglomerat* morphologisch sehr resistent. Seine Widerständigkeit verdankt es nicht zuletzt seiner hohen Permeabilität. Das Sockelgestein der *Shinarump-Stufe* bildet die wenig resistente triassische *Moenkopi Formation*. Die nach Westen zunehmend größere Mächtigkeiten erreichende Gesteinsserie, am Capitol Reef 275 m (SMITH et al. 1963), fast 500 m im Zion Park (GREGORY 1950), besteht hauptsächlich aus ebenmäßig geschichteten Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen mit Gipsbändern. Häufig kommt zur horizontalen Gliederung eine vertikale durch Klüftung hinzu. Wo die *Moenkopi Formation* nicht, wie in der *Defiance Aufwölbung*, oder nur geringmächtig, wie an der Ostseite der *Monument Aufwölbung*, entwickelt ist, treten im Sockel der *Shinarump-Stufe* auch der *De Chelly Sandstein* sowie stellenweise die *Organ Rock Fazies* der *Cutler Formation* auf (s.u.).

Innerhalb der *Moenkopi Formation* sind regional auftretende und wieder auseinanderstufende Schichten entwickelt. Dazu gehören der *Sinbad Kalkstein* im Capitol Reef (SMITH et al. 1963) und in den Circle Cliffs (DAVIDSON 1967) sowie die *Hoskinnini Fazies* östlich des Lake Powell im Gebiet des White Canyon (THADEN et al. 1964). Letztere bildet als widerständiger, bis 30 m mächtiger Kalksandstein den basalen Teil der *Moenkopi Formation* und lagert der *Organ Rock Fazies* der *Cutler Formation* auf.

Das permische System des Colorado Plateaus ist wegen zahlreicher Verzahnungen und allmählicher Faziesübergänge stratigraphisch hochkomplex aufgebaut (BAARS 1975)<sup>2</sup>. Der *Kaibab Kalkstein* bildet die Ränder des Grand Canyon und unterlagert die begleitenden Hochflächen, *Kaibab* und *Coconino Plateau*, ebenso wie die *Marble Plattform* im Bereich des Zusammenflusses von *Colorado* und *Little Colorado River*. Weiter östlich sind keine Vorkommen bekannt. Der extrem resistente *Kaibab Kalkstein*, der um 100 m mächtig ist, besteht im einzelnen aus sandigem Kalkstein, Dolomit, kalkigem Sandstein und Hornsteinlagen. Das Liegende stellt die *Toroweap Formation* dar, die lithologisch verwandt aufgebaut ist, jedoch einzelne Ton- und Siltsteinlagen enthält und insgesamt weniger widerständig ist.

Der *Coconino Sandstein* ist nur in den Canyons des *Colorado* und *Little Colorado Rivers* aufgeschlossen. Es handelt

<sup>2</sup> Der Versuch die Benennung der permischen Schichten auf dem Colorado Plateau zu vereinheitlichen, führte dazu, daß an verschiedenen Stellen Gesteine unterschiedlicher stratigraphischer Position mit demselben Namen belegt wurden. Gesteinsserien wurden falsch zugeordnet, wie sich erst bei späteren Untersuchungen herausstellte. Die neue Zuordnung hat sich jedoch vielfach noch nicht durchgesetzt. Die vorliegende Beschreibung kann den komplexen stratigraphischen Bezügen nicht Rechnung tragen und erfaßt die permischen Gesteine gemäß der in den einzelnen Veröffentlichungen zur regionalen Geologie verwendeten Nomenklatur.

sich um einen meist kieselsäureverfestigten, fein- bis mittelkörnigen, äolischen, bis 250 m mächtigen Sandstein, der in nördlicher Richtung auskeilt und zusammen mit dem Kaibab Kalkstein und der Toroweap Formation den wandartigen Steilhang über dem weichen *Hermit Shale* im oberen Teil des Grand Canyon bildet. Der Coconino Sandstein wird auch aus den tieferen Canyons am Capitol Reef beschrieben (SMITH et al. 1963); wahrscheinlich handelt es sich aber um einen Teil der Cutler Formation.

Als laterales Äquivalent des Coconino Sandsteins werden weiter östlich auf dem zentralen Colorado Plateau Sandsteine der Cutler Formation angesehen. Der *De Chelly Sandstein* ist im Navajo Stufenland im Bereich des Monument Valley und der Defiance Aufwölbung ausgebildet und aufgeschlossen. Er formt die spektakulären Wände der Zeugenberge im Monument Valley und die Wände des Canyon de Chelly. Er ist von SCHUMM & CHORLEY (1966) zu den bedeutenderen Stufenbildnern gezählt worden, obwohl er häufig nur mäßig verfestigt ist und gerundete Formen bildet, wenn ihm die schützende Bedeckung des Shinarump Konglomerats (s.o.) fehlt. Er setzt sich zusammen aus fein- bis mittelkörnigen, kreuzgeschichteten Sandsteinen, deren Bindemittel aus Kalk und gelegentlich Kieselsäure und Eisenoxiden besteht. Am Canyon de Chelly erreicht er eine maximale Mächtigkeit von 225 m, im Monument Valley von 160 m (IRWIN et al. 1971). Von diesen Punkten maximaler Mächtigkeit nimmt die Schichtdicke in allen Richtungen ab. In der Defiance Aufwölbung ist das dortige Liegende des De Chelly Sandsteins, die Supai Formation, nur geringflächig aufgeschlossen, im Monument Valley bildet die *Organ Rock Fazies* der Cutler Formation den Sockel der Zeugenberge und Mesas. Die Organ Rock Fazies besteht aus meist dünnen, horizontal geschichteten Lagen aus Siltsteinen, sandigen Siltsteinen und siltigen Sandsteinen. Einzelne stärker verfestigte Sandsteinbänder können am Sockelhang Leisten bilden. Weiter im Norden in den Canyonlands nimmt der Anteil an Tonsteinen zu (BAARS 1975). Die Organ Rock Fazies wird im Monument Valley über 150 m mächtig, in den nördlichen Canyonlands nur zwischen 30 und 90 m.

Der *White Rim Sandstein* als laterales Äquivalent des De Chelly Sandsteins stellt in den Canyonlands westlich des Colorado den oberen Abschluß der Cutler Formation dar. Er nimmt keilförmig nach Nordwesten und Westen an Mächtigkeit zu. Aufgeschlossen ist er im Gebiet des Zusammentreffens von Green und Colorado River (The Con-

fluence). Hier unterlagert er, von einer scharfen Stufenkante ausgehend, eine ausgedehnte Plattform, die White Rim Plattform, von der er seinen Namen bezieht. Der massive, homogene Sandstein wird hier von wenigen Metern bis zu 60 m mächtig. Er besteht aus feinkörnigen Sandsteinen, die fest zementiert sind mit Kalziumkarbonat und Kieselsäure. Er ist sehr abtragungsresistent. Er wird durchzogen von weit gescharten Klüften. Den zugehörigen Stufensockel bildet die *Organ Rock Fazies* (s.o.).

Der *Cedar Mesa Sandstein* ist lokal nur recht begrenzt in den südlichen Canyonlands im Dreieck zwischen Colorado und San Juan River als Stufenbildner vertreten. Im südlichen Canyonlands National Park wird er über 350 m mächtig (LEWIS & CAMPBELL 1965). Er besteht aus mittel- bis feinkörnigen Sandsteinen, die mit Kalziumkarbonat verfestigt sind und in Schichten von mehreren Metern Dicke erscheinen. Er ist durchsetzt von dünnen Kalkstein- und Hornsteinlagen. In nördlicher Richtung sind auch Siltsteinbänder zwischengelagert. An der Oberfläche zeigt er ein grobrasteriges Klufnetz. Ein dichtes Klufnetz kennzeichnet den Cedar Mesa Sandstein in dem von Salztektonik betroffenen Gebiet am Zusammenfluß von Colorado und Green River. Der Cedar Mesa Sandstein wird unterlagert von der ebenfalls zur Cutler Formation gehörigen *Halgaito Fazies*, die aus einer heterogenen Abfolge von dünn geschichteten schiefrigen Siltsteinen und siltigen Sandsteinen in einer Mächtigkeit von durchschnittlich 120 m besteht. Stärker verfestigte Schichten führen zu einer Ausbildung von Leisten am unteren Stufenhang.

Ältere Gesteine sind nur noch sehr kleinräumig, konzentriert auf die Einschnitte der Hauptgewässer, von der Abtragung erfaßt worden und streichen an den Wänden der engen Canyons aus, ohne daß sich bereits verselbständigte Stufen ausgebildet haben. Eine Ausnahme bildet im südöstlichsten Utah am San Juan River die permische und karbonische (Pennsylvanian) *Rico Formation*, die aus einer Abfolge von hangformenden Siltsteinen und stark resistenten Kalken und Sandsteinen besteht, die als Stufen und Leisten herauspräpariert sind. Die hangenden Kalkstufen sind dabei schon vom eigentlichen Canyoneinschnitt des San Juan River zurückgewandert. Die Rico Formation wird insgesamt um 120 m mächtig, wobei die resistenten Schichten Mächtigkeiten bis zu 10 m erreichen, getrennt von den generell mächtigeren Siltsteineinheiten (O'SULLIVAN 1965).

## Summary and Conclusion

### *Evolution and present-day configuration of landforms on the Colorado Plateau*

In the model of climato-geomorphological classification, present-day morphodynamics on the Colorado Plateau fit into the *framework of the arid-morphodynamic system*. The geomorphological impact of the aquatic and gravitational processes is highly effective. As the sedimentary rocks of the Colorado Plateau are only gently to moderately inclined and of varying resistance, present-day processes are operating in a *cuesta landscape* that also includes hogbacks and horizontal plateaus. The climatic environment of the structural landforms is fairly homogeneous; so the *influence of non-climatic factors* on relief-forming processes can be investigated without the interference of climatic variation.

The non-climatic *controlling variables* in the morphodynamic system of the structural landforms are the lithological and structural characteristics of the caprock and the underlying soft rock, the thickness of the caprock and the soft rock, the thickness ratio, the dip, the direction of the dip, the position of the drainage lines, and the distance to base level. As in an experimental setup, the independent variables show great differences in their specific attributes. This causes a high rate of process and form variation, which allows an analysis of the influence of the independent control variables, both separately and in their mutual interaction. It is thus possible to delineate the *system of form and process differentiation* of the structural landforms.

The independent variables exert their influence on the dependent form variables indirectly through their control of the system's processes. The *dependent variables* are the morphometric characteristics of the groundplan and cross-profiles of the structural landforms, i.e. the embayment ratio of the groundplan, inclination and length of the upper scarp slope, inclination and length of the lower scarp slope, and inclination and length of the backslope. The dissection of the upper scarp slope, the lower scarp slope and the backslope as well as the debris cover of the lower scarp slope are additional dependent variables, which mirror the effects of aquatic and gravitational processes.

In some instances, the variation of the dependent variables is explained by the independent control variables at *high levels of determination* (cf. 5.4). Thickness variation of the caprock and the dip of the strata can generally explain more than 60 % of the variation in the *groundplan embayment* of the structural landforms when calculated for individual types of caprock (cf. Tab. 14). The groundplan shows embayment ratios ranging from 1 (straight) to more than 10. More than 60 % of the *variation of the backslope*

*lengths* can be explained by the structural dip when calculated for individual types of caprock. Because of their different lithological attributes the softer rocks beneath the caprocks form *significantly different types of lower scarp slopes* with regard to their inclination, dissection, and talus distribution (cf. Figs. 43, 47). There are concave and convex lower slopes, straight slopes, and free faces; they can be densely and deeply dissected, forming badlands, but some lower slopes are only moderately dissected. On some slope types, talus is concentrated in the lower slope rills and transported through them to the foreland; on the straight slopes, however, the rills are only of minor importance for debris throughput.

The strong process and form diversity of the structural landforms is caused by the high variation in the attributes of the non-climatic control factors. This demonstrates that *within a given climato-geomorphological zone* a specific landform type may reveal a *high degree of form and process variation*, considerably higher than the variation that may be caused by different climato-geomorphological regimes. Thus, the necessity of paying greater attention to structural and lithological factors is emphasized. Differences in form and process are not necessarily due to spatial or temporal variations of climate; they may just as well be attributed to structural, lithological and location controls, as the evidence of the plateaus, cuestas and hogbacks of the Colorado Plateau shows.

These findings do not, on the other hand, intend to suggest that climate has only a negligible influence, or none at all, on landforming processes. The morphodynamic system of structural landforms presented in this study is only valid for the area of its definition, i.e. for the Colorado Plateau and other areas with similar arid morphoclimatic conditions, and high processual activity. The model cannot be transferred to other morphoclimatic zones, because individual controlling factors, such as the lithological characteristics of the caprocks or the structural dip, may react in a completely different way when other climatic conditions prevail. Moreover, they may induce completely different processual patterns.

Besides their strong form and process diversity, the structural landforms of the Colorado Plateau also have some features in common that are typical of the arid environment and distinguish them from structural landforms in other morphoclimatic zones. There is a sharp break of slope between the *cuesta scarp* and the *cuesta backslope* (Trauf) (cf. Fig. 23). There is no transitional zone of gentler inclination (Walm) between scarp and backslope. The absence of the

Walm is indicative of the insignificance of sheet wash and Quaternary periglacial processes and also shows that there have been no palaeomorphological planation processes on the crests of the present-day scarps. The upper scarp slope forms a free face as a consequence of the dominance of mechanical weathering and gravitational processes. Only the caprocks consisting of less resistant sandstones (e.g. Navajo Sandstone) show a rounded topography on the upper scarp slopes. The backslopes are *stripped surfaces* with a close conformity of topographic and structural relief.

Within the setting of the highly *selective weathering and erosional processes* of the arid morphodynamic environment there is no mechanism of denudational downwearing of the resistant caprocks. Caprocks of great resistance and thickness are therefore capable of forming the relief surface for long periods of time (e.g. Kaibab Limestone, Glen Canyon Group). The deep dissection of the cuesta backslopes, together with the complete conservation of the caprock in those areas which are not affected by dissection, is a typical feature of arid morphology. Erosional outliers and remnants of stratigraphically higher material on the distal parts of the cuesta backslope (cf. Fig. 23) provide additional evidence of the *absence of sheet wash activity and denudational downwearing* of the cuesta dipslope. Only less resistant rocks are subject to sheet erosion and deflation.

The erosion of the caprocks is accomplished by aquatic and gravitational processes which work on the scarp slope and result in its lateral backwearing, *scarp recession and consumption*. It is only the cumulative effect of the laterally directed denudational processes that results in vertical downwearing of the land surface (cf. Fig. 24). Scarp retreat and the resulting consumption of the cuesta backslopes are not only caused by the *recession of the front scarps* (dip into the scarp slope, cf. Fig. 23), but also by additional mechanisms. These are the *linear dissection of the backscarps* (dip out of the scarp slope, cf. Fig. 23), which causes greater embayment and length of the backscarps with a resulting increased spatial activity of cuesta scarp processes, the *dissection of the backslope by consequent water courses* and their tributaries behind the front scarp, and the ubiquitous consumption of segmented parts of the backslope (mesas and buttes) by *circumdenudation* (cf. Fig. 29).

There have been discussions about whether present-day processes are characterized by a state of activity or stability (cf. 5.4.2). Several aspects have to be considered. On the scarp slopes the *gravitational processes* are *spatially deconcentrated* and *temporally discontinuous*. Moreover, the activity of processes has to be evaluated in the light of *magnitude and frequency concepts*. When there are no signs of high magnitude events (slumps or rock slides) on a particular cuesta scarp section, this does not mean that there is a general state of morphodynamic stability. The variability in time and space increases with increased magnitude. So

the cuesta scarp section under consideration may actually experience events of smaller magnitude, while at other scarp sections events of greater magnitude may happen at the same time. Only the chronological integration of the processes according to their magnitude and frequency and the spatial integration of all scarp sections will lead to a reliable evaluation of the characteristics of processual activity. The *sediment yield* of the rivers of the Colorado Plateau points to a high activity of present-day processes.

Present-day morphodynamics which reflect the momentary state of the relief development of the Colorado Plateau are almost exclusively concentrated on structural landforms, with structure-independent landforms being of very limited significance. But during Cenozoic physiographic history *truncating surfaces* have also been formed, the existence of which offers the possibility of investigating whether relief-forming processes have changed decisively during the Cenozoic, resulting in the formation of different relief generations. The erosion surfaces which have been preserved below the cover of Tertiary sediments have been interpreted by American workers within the framework of Davisian cyclic concepts (cf. 2 and 3). Attempts at a climatogenetic interpretation of the erosion surfaces have not been made, though there is evidence of moister and warmer morphoclimatic conditions in California and Southern Arizona during early Tertiary times. In the Navajo Section of the Colorado Plateau (cf. Fig. 2 and 10) *Tertiary erosion surfaces* have been fossilized below the cover of the Eocene *Chuska Sandstone* and the late Tertiary *Bidahochi Formation*. The investigation of the geomorphological attributes of the erosion surfaces as well as laboratory analyses of the soils and weathering materials and the sediments on the surfaces gave substantial information on the climate and the relief-forming processes which were responsible for their formation.

In some places these surfaces cut across the underlying Mesozoic sedimentary rocks with a marked angular unconformity, but, for a number of reasons, they are not etchplains according to the climato-geomorphological school of interpretation. Etchplains are formed by sheet wash processes in a tropical climate with seasonal humidity. The truncating surfaces on the Colorado Plateau are restricted to soft material, but even here slight differences in rock resistance result in a selective modelling of the topographic surface. Resistant rocks form lithologically controlled cuestas, hogbacks and residual hills. X-ray analysis of the clay minerals shows that the *surfaces have not been subject to intensive chemical weathering*. There is no change in mineral content from the bedrock to the weathered rock. Calcite and even gypsum are found close to the surface. The sediments on the surfaces also have no attributes of more humid conditions. These results apply to the (early) Eocene to Palaeocene Tsailie surface (underlying the Chuska Sandstone) as well as to the pre-middle Oligocene, pre-volcanic erosion surface in the Chuska Mountains, and

to the Miocene Hopi Buttes surface (surface underlying the Bidahochi Formation) (cf. Table 5, Figs. 11 and 12). The surfaces do not constitute independent relief generations.

It is not surprising that there is no evidence of more humid climatic conditions in late Tertiary times, because at that time dry climates also prevailed in the surrounding areas. But during early Tertiary times the Colorado plateau with its arid morphoclimatic conditions was out of phase with the general palaeoclimatic situation in western North America, where at that time warm and moist conditions prevailed (cf. 3.2.3). The *exceptional dryness of the Colorado Plateau in the Early Tertiary*, with the possible exception of the early and middle Palaeocene is explained by its position in the rainshadow of the rain-bearing southeastern and southwestern winds.

Similar to the truncating surfaces below the cover of Tertiary sediments, the present-day truncating surfaces are also restricted to soft rocks of uniform resistance and lithology. They are part of the cuesta-type landscape rather than independent relief features. They are almost exclusively found near the scarp foot and in strike valleys in the foreland of cuesta scarps.

*Pediments* of wide areal extent are found in the surroundings of the laccolithic centres of the Colorado Plateau (cf. 4). The pediments were formed on rocks of low resistance; outcrops of resistant rocks have only marginally been incorporated into the pedimentation zone. The erosion surfaces are cut into fresh bedrock material, there is no mineralogical evidence of strong chemical weathering. The formation of the pediments took place in an arid morphoclimatic environment. The main pediment levels, which cover wide interfluvial areas and are not restricted to terrace-like features along the channels are probably of Miocene to Pliocene age. They do not constitute an independent relief generation, their formation was due to their positions in areas influenced by laccolithic intrusions. The uplift of the intruded areas caused the initial difference in relief between mountain range and foreland, which is necessary for the onset of pediment formation. Away from the laccolithic centres the "normal", structurally controlled relief formation continued. The end of widespread pediment formation and the definite dissection of the main pediment levels were a consequence of the integration of the Colorado drainage system and the decisive impulse for incision that was triggered by this process. In the upstream reaches, a continuation of pediment formation is possible even today in spatially limited areas, accompanied by a tendency towards conservation of the ancient pediment levels.

In spite of the close proximity of the *Abajo Mountains* (cf. 4.2) and the *Henry Mountains* (cf. 4.3) pediment formation and dissection proceeded there in very different ways. Whereas in the Abajo Mountains there is only one widespread main pediment level, which is not in alignment with the valley network, there are several main pediment

levels in the Henry Mountains region. In the individual areas of pediment concentration (cf. Figs. 19 and 20), different numbers of levels may be distinguished.

The formation and dissection of the pediment levels was not controlled by climatic change, but by their specific locations with respect to *local and temporarily effective base levels*. This made the *formation of pediment levels highly variable in space and time* and stratigraphic correlations are not possible except for comparisons within individual areas of pediment concentration. Resistant layers with a gentle dip had the function of local base levels. In the Henry Mountains several layers of resistant rocks, due to the more complex structural situation on the western flank of the Monument uplift, acted as local base levels. For this reason a multi-level pediment relief is found especially on the northeastern flank of the Henry Mountains.

The multiphase development of the pediment relief in the Henry Mountains does not reflect periods of different climate. The effect of the temporary base levels, which were controlled by the structural setting of the area, is sufficient to explain the multi-level appearance of the pediment relief. The pediments in the Henry Mountains and the Abajo Mountains are only two examples in a series of many possible cases of pediment formation and dissection. Climate, of course, may exert a decisive influence on pediment formation. This is shown in the La Sal Mountains area, in the close vicinity of the Abajo Mountains, which were affected by Pleistocene glaciations.

The pediments on the eastern flank of the Henry Mountains are oriented towards the Monument Uplift. Investigations of the pediments in this area provided evidence of a *post-genetic differential upwarp*.

The results of the investigations of the Tertiary landforms and their weathering products show that the Colorado Plateau was characterized by a *continuity of arid climatic conditions*. Geomorphic processes were probably very similar to those that may be observed at present.

This general continuity experienced smaller oscillations and also the more vigorous climatic fluctuations of the Pleistocene. These fluctuations, however, had only a limited effect on the prevailing arid morphoclimatic conditions. Process intensities may have been modified, but their general attributes remained within the same range. Only the lines of process concentration, rivers and high-order tributaries reacted more sensitively to the influence of the fluctuations. Terrace systems developed during the Pleistocene, and during the Holocene there was a whole series of alternations between depositional and erosional periods. Change in fluvial processes along the main channels did not affect the processes on the scarp slopes to a comparable degree. Local base level fluctuations in the channels are only propagated upslope with a considerable retardation in time. The *climatic oscillations* apparently did not last long

enough to have their effect on the entire drainage basin and the structural landforms.

Thus, the complete evolution of the structural relief took place within a rather homogeneous climatic framework. Erosional processes began on the aggradational surfaces of the Upper Cretaceous and lower Tertiary sediments. When fluvial incision reached the first layer of soft material beneath the stratigraphically highest caprock, the valley side slopes became independent cuesta scarp slopes with their specific process combinations, controlled by the differential resistance of the lower and upper scarp slope. From that time on, the scarp slopes recede by the process of lateral backwearing.

Besides the homogeneity of the morphoclimatic framework a further prerequisite for the continuity of scarp slope processes and scarp retreat is a *general tendency of base level lowering*, with only minor oscillations. During Cenozoic physiographic history, most parts of the Colorado Plateau had a vertical distance to base level that was great enough to maintain continuous scarp recession. This also applies to Early Tertiary times when the areas outside the lake basins were already subject to erosion. In the Oligocene period no major depositional basins were left on the Colorado Plateau. During the Miocene in the time of Basin and Range tectonic movements there were periods of stagnating base level elevation on the western margin of the Colorado Plateau, which, however, did not have a significant impact on the other parts of the Plateau. The late Miocene and Pliocene periods were the time of the *integration of the Colorado drainage system*, which was accompanied by an *intensified uplift* of the Colorado Plateau (cf. 5.3.3). This gave the Colorado drainage a *decisive momentum for river incision*. At present there is a state of disequilibrium between vertical erosion and lateral recession of the scarps. The excess of potential energy is mirrored in the deep and narrow canyons.

In examining the efficiency of scarp recession as the major driving force of denudation, *rates of scarp retreat* had to be determined. In this effort a new method was successfully applied (cf. 5.3.4.2), which calculates the amount of retreat from the width of beheaded valleys of known age. The recession rates calculated for scarps in the Upper Cretaceous and Early Tertiary rocks were the basis for a generalized *geomorphological model* which tries to determine the positions of the scarps for individual stages of Cenozoic

landform evolution (cf. Fig. 35). The model demonstrates that the rates of retreat calculated are sufficient to account for the wide erosional gaps in the Upper Cretaceous cover. The late Eocene positions of the cliffs in the Early Tertiary formations give an indication of their maximal extent.

After erosion had cut through the stratigraphically highest rocks and parts of these rocks had been removed, denudation advanced into successively older layers and activated cuesta scarp development and backwearing in lower levels. The clue to the exceptional *effectiveness of scarp retreat* as a process of denudation lies in the fact that it takes place simultaneously at different levels of the cuesta scarp landscape. This multi-level activity made scarp retreat easily capable of removing an enormous thickness of sedimentary material from the Colorado Plateau in the course of Cenozoic relief history.

In the relief history of the Colorado Plateau the effects of a general temporal and spatial stability of climate serve to highlight the influence of the non-climatic factors, mainly structural and lithological controls. This has the advantage of reminding us that the non-climatic controlling factors have an important, sometimes exclusive influence on form and process variation. However, there is the disadvantage that the insignificance of climatic control for landform variation on the Colorado Plateau might be understood as an antithesis to climato-geomorphological concepts. This is neither the purpose of this investigation nor is it realistic. Landform development on the Colorado Plateau is located within the climato-geomorphological zonation of the earth's surface. It shows the characteristic features of the arid morphoclimatic environment. The results cannot be transferred to other climatic zones because there the non-climatic factors may induce process combinations that are completely different from those in the arid zone.

*Climatic and structural controls of relief-forming processes must be evaluated synthetically* in careful consideration of both points of view. The dominance of one type of control, whether climatic or structural, in one area must not be used as an argument to transfer the same pattern of control to another region. In the interpretation of multi-phase relief development, besides the synthetic evaluation of structural and climatic control, additional consideration has to be given to *the concepts of magnitude and frequency and spatial deconcentration and temporal discontinuity of geomorphological processes*.





## Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth (1964)  
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen. – 46 S., 7 Karten, 10 Diagramme.  
ISBN 3-88009-000-9 (DM 5,-)
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter (1965)  
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). – 48 S., 62 Abb.  
ISBN 3-88009-001-7 (*vergriffen*)
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel (1966)  
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. – 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.  
ISBN 3-88009-002-5 (*vergriffen*)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim (1966)  
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. – 35 S., 37 Diagramme, 2 Tab., 21 Abb.  
ISBN 3-88009-003-3 (*vergriffen*)
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. I. Feldarbeiten 1964/65 (1967)  
65 S., 34 Abb., 1 Karte.  
ISBN 3-88009-004-1 (*vergriffen*)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter (1969)  
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen in den Ländern der russischen Kosakenheere. – 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-005-X (DM 15,-)
- Heft 7: SCHULZ, Georg (1969)  
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnittes. – 28 S. 6 Abb. im Text, 1 Karte im Anhang.  
ISBN 3-88009-006-8 (DM 10,-)
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. II. Feldarbeiten 1965/66 (1969)  
82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Tafeln, 11 Karten.  
ISBN 3-88009-007-6 (DM 15,-)
- Heft 9: JANNSEN, Gert (1970)  
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). – 66 S., 12 Abb., 41 Bilder, 3 Karten.  
ISBN 3-88009-008-4 (DM 15,-)
- Heft 10: JÄKEL, Dieter (1971)  
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardague-Araye des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tab., 1 Nivellement (4 Teile), 60 Profile, 3 Karten (6 Teile).  
ISBN 3-88009-009-2 (DM 20,-)
- Heft 11: MÜLLER, Konrad (1971)  
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhône. – 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Fig., zahlreiche Tabellen.  
ISBN 3-88009-010-6 (DM 25,-)
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter (1971)  
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemağayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.  
ISBN 3-88009-011-4 (DM 20,-)
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg (1971)  
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-012-2 (DM 10,-)

## **Berliner Geographische Abhandlungen**

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 14: STOCK Peter (1972)  
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad.  
– Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 73 S., 47 Abb., 4 Karten.  
ISBN 3-88009-013-0 (DM 15,-)
- Heft 15: BIEWALD, Dieter (1973)  
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. –  
40 S., 16 Abb., 26 Seiten Fig. und Karten.  
ISBN 3-88009-015-7 (DM 10,-)
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. III. Feldarbeiten 1966/67 (1972)  
156 S., 133 Abb., 41 Fig., 34 Tab., 1 Karte.  
ISBN 3-88009-014-9 (DM 45,-)
- Heft 17: PACHUR, Hans-Joachim (1973)  
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). – Arbeit aus der Forschungs-  
station Bardai/Tibesti. 58. S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tab., 1 Karte.  
ISBN 3-88009-016-5 (DM 25,-)
- Heft 18: BUSCHE, Detlef (1973)  
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, Re-  
publique du Tchad. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Kar-  
ten.  
ISBN 3-88009-017-3 (DM 40,-)
- Heft 19: ROLAND, Norbert W. (1973)  
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von  
Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 48 S.,  
35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-018-1 (DM 20,-)
- Heft 20: SCHULZ, Georg (1974)  
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen  
Erdatlas. – 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.  
ISBN 3-88009-019-X (DM 35,-)
- Heft 21: HABERLAND, Wolfram (1975)  
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren  
Sahara (Libyen und Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 71 S., 62 Abb. 24 Fig., 10 Tab.  
ISBN 3-88009-020-3 (DM 50,-)
- Heft 22: GRUNERT, Jörg (1975)  
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rep. du  
Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 96 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-021-1 (DM 35,-)
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen (1978)  
Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad – Erläuterungen zu einer geomorpho-  
logischen Karte 1 : 200 000. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 60 S., 6 Tab., 24 Fig., 24  
Photos, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-022-X (DM 40,-)
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974 (1976)  
24 Fig., 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-023-8 (DM 30,-)
- Heft 25: MOLLE, Hans-Georg (1979)  
Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und  
in Tunesien. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.  
ISBN 3-88009-024-6 (DM 35,-)

## **Berliner Geographische Abhandlungen**

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 26: BRIEM, Elmar (1977)  
Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagramme, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-025-4 (DM 25,-)
- Heft 27: GABRIEL, Baldur (1977)  
Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-026-2 (DM 35,-)
- Heft 28: BÖSE, Margot (1979)  
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. – 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Photos, 1 Karte.  
ISBN 3-88009-027-0 (DM 14,-)
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes (1978)  
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. – 81 S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten.  
ISBN 3-88009-028-9 (DM 20,-)
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1978)  
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. – 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.  
ISBN 3-88009-029-7 (DM 18,-)
- Heft 31: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1980)  
Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. – 104 S., 25 Abb., 5 Tab.  
ISBN 3-88009-030-0 (DM 17,-)
- Heft 32: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. V. Abschlußbericht (1982)  
182 S., 63 Fig. und Abb., 84 Photos, 4 Tab., 5 Karten.  
ISBN 3-88009-031-9 (DM 60,-)
- Heft 33: TRETER, Uwe (1981)  
Zum Wasserhaushalt schleswig-holsteinischer Seengebiete. – 168 S., 102 Abb., 57 Tab.  
ISBN 3-88009-033-5 (DM 40,-)
- Heft 34: GEHRENKEMPER, Kirsten (1981)  
Rezenter Hangabtrag und geökologische Faktoren in den Montes de Toledo. Zentralspanien. – 78 S., 39 Abb., 13 Tab., 24 Photos, 4 Karten.  
ISBN 3-88009-032-7 (DM 20,-)
- Heft 35: BARSCH, Dietrich & STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1982)  
Erträge und Fortschritte der geomorphologischen Detailkartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm III. – 134 S., 23 Abb., 5 Tab., 5 Beilagen.  
ISBN 3-88009-034-3 (DM 30,-)
- Heft 36: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1984):  
Regionale Beiträge zur Geomorphologie. Vorträge des Ferdinand von Richthofen-Symposiums, Berlin 1983. – 140 S., 67 Abb., 6 Tab.  
ISBN 3-88009-035-1 (DM 35,-)
- Heft 37: ZILLBACH, Käthe (1984)  
Geökologische Gefügemuster in Süd-Marokko. Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 95 S., 61 Abb., 2 Tab., 3 Karten.  
ISBN 3-88009-036-X (DM 18,-)
- Heft 38: WAGNER, Peter (1984)  
Rezente Abtragung und geomorphologische Bedingungen im Becken von Ouarzazate (Süd-Marokko). Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 112 S., 63 Abb., 48 Tab., 3 Karten.  
ISBN 3-88009-037-8 (DM 18,-)

## **Berliner Geographische Abhandlungen**

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,  
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

---

- Heft 39: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1985)  
Geomorphological Mapping in the Federal Republic of Germany. Contributions to the GMK priority program IV. – 89 S., 16 Abb., 5 Tab.  
ISBN 3-88009-038-6 (DM 22,50)
- Heft 40: MÄUSBACHER, Roland (1985)  
Die Verwendbarkeit der geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25) der Bundesrepublik Deutschland für Nachbarwissenschaften und Planung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm V. – 97 S., 15 Abb., 31 Tab., 21 Karten.  
ISBN 3-88009-039-4 (DM 18,-)
- Heft 41: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1986)  
Geo- und biowissenschaftliche Forschungen der Freien Universität Berlin im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen). Beiträge zur Werra-Meißner-Forschung I. – 265 S., 82 Abb., 45 Tab., 3 Karten.  
ISBN 3-88009-040-8 (DM 28,-)
- Heft 42: BARSCH, Dietrich & LESER, Hartmut (Hrsg.) (1987)  
Regionale Beispiele zur geomorphologischen Kartierung in verschiedenen Maßstäben (1 : 5 000 bis 1 : 200 000). Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VI. – 80 S., 10 Abb., 9 Beilagen.  
ISBN 3-88009-041-6 (DM 35,-)
- Heft 43: VAHRSON, Wilhelm-Günther (1987)  
Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der libyschen Wüste. Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung. – 92 S., 12 Abb., 56 Fig., 7 Tab., 1 Karte.  
ISBN 3-88009-042-4 (DM 18,-)
- Heft 44: PACHUR, Hans-Joachim & RÖPER, Hans-Peter (1987)  
Zur Paläolimnologie Berliner Seen. – 150 S., 42 Abb., 28 Tab.  
ISBN 3-88009-043-2 (DM 30,-)
- Heft 45: BERTZEN, Günter (1987)  
Diatomeenanalytische Untersuchungen an spätpleistozänen und holozänen Sedimenten des Tegeler Sees.  
ISBN 3-88009-044-0 (*im Druck*)
- Heft 46: FRANK, Felix (1987)  
Die Auswertung großmaßstäbiger Geomorphologischer Karten (GMK 25) für den Schulunterricht. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VII. – 100 S., 29 Abb., Legende der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25).  
ISBN 3-88009-045-9 (DM 18,-)
- Heft 47: LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1988)  
Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland – Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VIII. – 225 S., 77 Abb., 12 Tab.  
ISBN 3-88009-046-7 (DM 60,-)
- Heft 48: MÖLLER, Klaus (1988)  
Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). – 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-047-5 (DM 25,-)
- Heft 49: SCHMIDT, Karl-Heinz (1988)  
Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus. – 183 S., 50 Abb., 17 Photos, 20 Tab., 2 Karten.  
ISBN 3-88009-048-3 (DM 60,-)