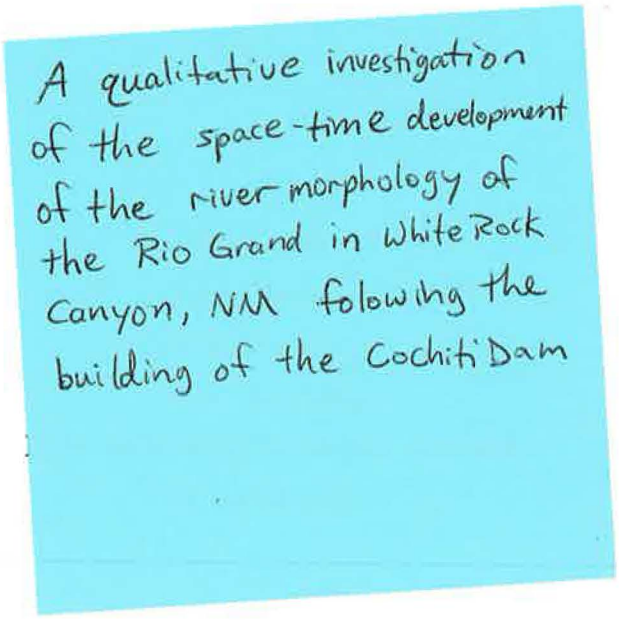
Universität Regensburg
Institut für Geographie, Lehrstuhl für Kulturgeographie

Schriftliche Hausarbeit zur Zulassung zur
ersten Staatsprüfung für das Lehramt an Gymnasien
in Bayern nach der LPO I

Prüfungstermin: Herbst 1998
Prüfungsort: Universität Regensburg

Eine qualitative Untersuchung der raum-zeitlichen Entwicklung der Flußmorphologie des Rio Grande im White Rock Canyon, New Mexico (USA) infolge der Errichtung der Stauanlage *Cochiti Dam*



Vorgelegt im Januar 1998
bei
Prof. Dr. Toni Breuer

I do not know much about gods; but I think that the river
Is a strong brown god - sullen, untamed and intractable,
Patient to some degree, at first recognized as a frontier;
Useful, untrustworthy, as a conveyor of commerce;
Then only a problem confronting the builder of bridges.
The problem once solved, the brown god is almost forgotten
By the dwellers in cities - ever, however, implacable,
Keeping his seasons and rages, destroyer, reminder
Of what men choose to forget. Unhonored, unpropitiated
By worshippers of the machine, but waiting, watching and waiting.

T.S. Eliot
„The Dry Salvages“

VORWORT

Im Laufe der Arbeit an meiner Zulassungsarbeit erfuhr ich Unterstützung von vielen, von denen ich an dieser Stelle einige namentlich nennen möchte. Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Toni Breuer, der meine Arbeit am Institut für Geographie an der Universität Regensburg betreute. Seine gute Beratung v.a. bei der Wahl der Methoden und die Möglichkeit, die Räumlichkeiten und Geräte am Lehrstuhl für Kulturgeographie benützen zu dürfen, haben diese Arbeit ermöglicht.

Die Idee für diese Zulassungsarbeit entstand während eines Praktikums von Mai bis August 1996 im Bandelier National Monument, New Mexico (USA). Mit Herrn Dr. Craig Allen, Mitarbeiter in der Abteilung Resources Management, wurde das Thema der Arbeit entsprechend der Probleme des Nationalparks formuliert. Für das entgegengebrachte Vertrauen und die stete Motivation möchte ich mich herzlich bei ihm bedanken. Seiner Mitarbeiterin Frau Kay Beeley danke ich für die Bereitstellung der bereits bestehenden GIS-Coverages des Nationalparks. Darüber hinaus gilt mein Dank Herrn Donald Gallegos, mein Ansprechpartner im U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District, der mir die Luftbilder von 1986 und 1991 für meine Auswertungen lieh und die zahllosen Daten der Stauraumvermessungen und der Sedimentanalysen zur Verfügung stellte. Weiterhin möchte ich den Mitarbeitern im District Office der U.S. Geological Survey und des Soil Conservation Service in Albuquerque, New Mexico für die stets prompte Bereitstellung von Wasser- und Sedimentdaten sowie von Kartenmaterial danken.

Darüber hinaus möchte ich mich bei meinem Freundeskreis und bei meinen Kommilitonen und Kommilitoninnen bedanken. Für die Lösung der kleineren und größeren Rechnerprobleme gilt mein Dank Karl Hennermann. Für die Durchsicht des Manuskripts möchte ich mich bei Franz Anleitner, Sylvia Wartbichler, Angie Kotz, Doris Moser, Max Garhammer und allen voran Peter Müller bedanken.

Regensburg, Januar 1998 Petra Oberhofer

INHALTSVERZEICHNIS

I Abbildungsverzeichnis VII

II Tabellenverzeichnis VIII

III Kartenverzeichnis VIII

IV Photoverzeichnis VIII

1 EINLEITUNG 1

1.1 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit 1

1.2 Gerinnegeometrie 3
1.2.1 Grundlagen des Sedimenttransports 4
1.2.2 Gleichgewichtszustände im fluvialen System 6
1.2.3 Gerinnegrundriß 7
1.2.3.1 Gestreckte Gerinne 8
1.2.3.2 Mäandrierende Gerinne 9
1.2.3.3 Verzweigte Gerinne 12
1.2.4 Querschnitt 13
1.2.5 Längsprofil 16
1.2.6 Schwemmfächer als Ansatzpunkte der Sedimentablagerung 17

1.3 Änderung der lokalen Erosionsbasis durch den Bau eines Staudammes 19
1.3.1 Aufbau eines Deltas 20
1.3.2 Folgeerscheinungen der Sedimentation im Staubecken 22

1.4 Stand der Forschung 25
1.4.1 Exemplarische Daten zur Stauraumverlandung 25
1.4.2 Deltabildung in einem Canyonabschnitt - ein Vergleich 27
1.4.3 Literatur zur Sedimentakkumulation im Cochitistausee 30

2 CHARAKTERISTIKA DES EINZUGSGEBIETES OBERHALB DES COCHITIDAMMES 31

2.1 Physiographie und Topographie 31

2.2 Geologie und Sedimentliefergebiete 35

2.3 Klima 39

2.4 Vegetation und Landnutzung 43

3 COCHITIDAMM UND WASSERMANAGEMENT AM OBERLAUF DES RIO GRANDE 47

3.1 Abriß der Geschichte des Wasserbaus am Oberlauf des Rio Grande 47

3.2 Das Projekt „Cochiti Dam and Lake“ 50

4 DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET 53

4.1 Lage und Abgrenzung 53

4.2 Geologie, Morphologie und Hydrologie 55

4.3 Klima 59

4.4 Vegetation und Böden 62

5 HYDROLOGISCHE DATENANALYSE 66

5.1 Datengrundlage und -quellen 66

5.2 Abfluß des Rio Grande 67

5.3 Ursachen der Abflußvariabilität 72

5.4 Sedimentfracht des Rio Grande 73

5.5 Wasserstand im White Rock Canyon 75

6 EMPIRISCHE ARBEIT ZUR RAUM-ZEITLICHEN ENTWICKLUNG DES FLUSSGRUNDRISSES IM WHITE ROCK CANYON MITTELS LUFTBILDSEQUENZ 78

6.1 Methoden der Datengewinnung aus Primärmaterial 78
6.1.1 Bild- und Kartenmaterial 78
6.1.2 Luftbildumzeichnung mittels eines APY (Analytical Photogrammeter by Yzerman) 81
6.1.3 Klassenbildung nach Bodenbedeckung 83
6.1.4 Probleme bei der Luftbildumzeichnung 85
6.1.5 Umsetzung der Daten in ein GIS (Geographisches Informationssystem) 85

6.2 Beschreibung der raum-zeitlichen Veränderungen des Flußgrundrisses im White Rock Canyon 87
6.2.1 Entwicklung des Grundrisses vor dem Bau des Cochitidammes 87
6.2.2 Entwicklung des Flußgrundrisses nach der Inbetriebnahme des Cochitidammes 92

7 QUER- UND LÄNGSSCHNITT DES GERINNES IM UNTERSUCHUNGSGEBIET 99

7.1 Datengrundlage 99

7.2 Längsprofil 100

7.3 Querschnitt 103

8 MERKMALE DES SEDIMENTS IM UNTERSUCHUNGSGEBIET 106

9 DISKUSSION 110

9.1 Morphologie des Rio Grande vor der Schließung des Cochitidammes 110

9.2 Morphologie im Untersuchungsgebiet nach der Inbetriebnahme der Stauanlage 116

9.3 Bewertung der Veränderungen im White Rock Canyon 123

10 ZUSAMMENFASSUNG 126

11 ANHANG 128

11.1 Maßeinheiten und Größenklassen 128

11.2 Abfluß- und Sedimentdaten 129

11.3 Daten der Sedimentproben 134

11.4 Adressen 135

11.5 Produkte des Geographischen Informationssystems 136

11.6 Lage der Ranges (Transsekte) im Cochitireservoir 138

12 QUELLENVERZEICHNIS 139

12.1 Literaturverzeichnis 139

12.2 Sonstige Quellen 148

13 SELBSTÄNDIGKEITSERKLÄRUNG 150

I Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: System der Bettbildung von Flüssen 3
Abb. 2: Der Zusammenhang zwischen Korngröße und Strömungsgeschwindigkeit 5
Abb. 3: Gerinneklassifizierung aufgrund des Grundrisses, der Art der Sedimentfracht und damit assoziierten Variablen 7
Abb. 4: Der Zusammenhang zwischen gestreckten und mäandrierenden Gerinnen 10
Abb. 5: Zwei Typen unterkalibrierter Flüsse 12
Abb. 6: Sedimentablagerungen in ephemerischen Gerinnen 14
Abb. 7: Charakteristische Flußquerschnitte 15
Abb. 8: Schemmfächer als Ansatzpunkte der Sedimentation in Canyons 18
Abb. 9: Aggradation oberhalb eines Staudammes 20
Abb. 10: Aufbau eines Deltas in einem Stausee 21
Abb. 11: Längsschnitt durch das Delta des Powellstausees im Arm des Colorado River 28
Abb. 12: Längsschnitt durch das Delta des Powellstausees im Arm des San Juan River 29
Abb. 13: Längsschnitt durch das vereinfachte Delta des Meadstausees 30
Abb. 14: Die physiographischen Einheiten im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande 32
Abb. 15: Längsprofil des Rio Grande von seiner Quelle bis zum Cochitidamm 34
Abb. 16: Die Verteilung sehr erosionsanfälligen Gesteins an der Oberfläche im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande 38
Abb. 17: Durchschnittlicher jährlicher Niederschlag im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande 39
Abb. 18: Durchschnittliche jährliche potentielle Evapotranspiration im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande 42
Abb. 19: Die räumliche Verteilung der Pflanzengesellschaften im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande 45
Abb. 20: Die Lage der wichtigsten Staudämme am Flußnetz des Rio Grande 49
Abb. 21: Schematischer Querschnitt durch das Pajarito Plateau und die angrenzenden Landschaften, der die wichtigsten geologischen Einheiten zeigt 55
Abb. 22: Schematischer Querschnitt durch das Pajarito Plateau auf Höhe des Chaquehui Canyon, wo der Tshirege Member des Bandelier Tuff den Rio Grande Canyon vor 1,22 Mio. Jahren verfüllte 57
Abb. 23: Die Abhängigkeit des durchschnittlichen Jahresniederschlags von der Höhenlage im Untersuchungsgebiet 61
Abb. 24: Das Abflußregime am Oberlauf des Rio Grande 68
Abb. 25: Jahressummen des Abflusses des Rio Grande bei Otowi Bridge (1895-1989) und der Langzeittrend der Abflußentwicklung 69
Abb. 26: Hochwasserreihe des Rio Grande bei Otowi Bridge (1895-1993) 70
Abb. 27: Jahressummen der Sedimentfracht des Rio Grande bei Otowi Bridge (1948-1996) 74
Abb. 28: Maximale monatliche Abflußwerte des Rio Grande bei Otowi Bridge und der Wasserstand im Cochitistausee (1975-1992) 76
Abb. 29: Anpassung des Seespiegels im Cochitistausee an die Verdunstungs- und Verlandungsverluste im Jahresverlauf 77
Abb. 30: Längsprofil des Deltas im Cochitireservoir 102
Abb. 31: Querprofil des Cochitideltas beim Medio Canyon (Range 8-1) 104
Abb. 32: Querprofil des Cochitideltas beim Frijoles Canyon (Range 12) 105
Abb. 33: Verteilung der Sedimentzusammensetzung im Hauptarm des Cochitireservoirs 1986 108
Abb. 34: Verteilung der Sedimentzusammensetzung im Hauptarm des Cochitireservoirs 1991 109

II Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Auswirkungen der Sedimentakkumulation auf das Staubecken 23
Tab. 2: Auswirkungen der Sedimentakkumulation auf den Flußabschnitt oberhalb des Staubeckens 24
Tab. 3: Ein Vergleich der Sedimentakkumulationsrate im Cochiti-, Abiquiu- und Elephant Butte-Reservoir 26
Tab. 4: Rekordwasserspeicherungen im Cochitireservoir 51
Tab. 5: Monatsdurchschnittstemperaturen und -niederschlag für White Rock (1965-1990) 59
Tab. 6: Informationen zu den Luftbildern 80
Tab. 7: Bodenbedeckungsklassen und ihre Beschreibung 83

III Kartenverzeichnis

Karte 1: Lage des Untersuchungsgebietes (rote Markierung) 54
Karte 2: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935 (Kartenblatt 7) Ausschnitt Alamo Canyon 89
Karte 3: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935 (Kartenblatt 6, 7 und 8) 90
Karte 4: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935 und 1963 (Kartenblatt 6) Ausschnitt Medio Canyon 91
Karte 5: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1975 und 1983 (ganzes Kartenblatt 7) 96
Karte 6: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1986 und 1991 (ganzes Kartenblatt 6) 97
Karte 7: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1991 (Kartenblatt 6, 7 und 8) 98
Karte 8: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935 und 1963 (Kartenblatt 6) Ausschnitt Bland Canyon 115

IV Photoverzeichnis

Photo 1: Der Cochitidamm und der offene Wasserkörper des Stausees 50
Photo 2: Dichtes Weidengebüsch im Juli 1997 bei Range 10 am Gegenufer der Mündung des Arroyo Montoso 94
Photo 3: Abtauchpunkt des Trübestroms im Cochitistausee (beim Bland Canyon) 117
Photo 4: Dichtes Weidengebüsch im White Rock Canyon bei der Mündung des Arroyo Montoso 122
Photo 5: Der in den 80er Jahren überflutete Bereich an der Mündung des Frijoles Canyon zeigt auch 1997 noch die abgestorbenen Wacholder. 125

1 EINLEITUNG

Die Ägypter versuchten bereits vor 5.000 Jahren, den ersten Staudamm zum Zwecke der Flußregulierung zu errichten (Petts 1977, S. 145). Im Zuge der Industrialisierung ist der Wasserbedarf beständig gestiegen, so daß der Bau von Talsperren v.a. in diesem Jahrhundert rapide zugenommen hat (Hotchkiss 1995, S. 1188). Staudämme werden aber auch errichtet, um die Siedlungs- und Wirtschaftsflächen auf den überflutungsgefährdeten Talauen zu schützen. In den letzten Jahrzehnten setzte in der öffentlichen Meinung ein gesteigertes Umweltbewußtsein ein und zugleich das Bemühen der Wissenschaft, den Einfluß des Menschen auf die natürlichen Systeme zu erforschen. Obwohl seit den 50er Jahren die geomorphologische Forschung im allgemeinen und die flußmorphologische im speziellen zugenommen haben, wurden die Auswirkungen von Staudämmen auf die Form der Fließgewässer bisher weitgehend vernachlässigt. Die Forschung beschränkte sich auf die Gewinnung von Erkenntnissen, die für den technischen Betrieb einer Stauanlage von Belang sind. Diese Arbeit leistet einen kleinen Betrag zur Informationserweiterung bzgl. der Auswirkung von Staudämmen auf die Morphologie des flußaufwärts davon gelegenen Flußabschnittes.

1.1 Zielsetzung und Aufbau der Arbeit

In dieser Arbeit wird der Frage nachgegangen, wie sich die Flußmorphologie im White Rock Canyon, New Mexico flußaufwärts der im Jahre 1973 in Betrieb genommenen Stauanlage *Cochiti Dam and Lake* verändert hat. Der Flußabschnitt oberhalb der Talsperre wird sowohl vor als auch nach dem Bau des Staudammes, nämlich von 1935 bis 1991, betrachtet, um Veränderungen, die infolge der Schließung des Staudammes auftreten, von „natürlichen", die durch die Abfluß- und Sedimentvariabilität bedingt sind, im untersuchten Flußabschnitt unterscheiden zu können. Der Trend der raum-zeitlichen Entwicklung der Flußmorphologie wird anhand des Längsschnittes, des Grundrisses und des Querschnittes des Gerinnes sowie anhand von Sedimentproben dokumentiert, um schließlich Rückschlüsse hinsichtlich der Frage, ob und wann das fluviale System im untersuchten Abschnitt stabil ist und sich im Gleichgewicht befindet, ziehen zu können. Darüber hinaus ist zu klären, wie sich das zurückgehaltene Sediment im Cochitireservoir ablagert. Vor der Inbetriebnahme des Cochitidammes stellten die Betreiber der Stauanlage, das U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District, die Hypothese auf, daß die Sedimentfracht aufgrund des großen Gefälles im White Rock Canyon durch die Schluchtstrecke gespült und erst im flacheren, offenen Teil des Stausees am Ausgang des White Rock Canyon abgelagert würde (USACOE 1979, S. 15). Schließlich wird eine Bewertung der Veränderungen versucht.

Die vorliegende Arbeit kann im großen und ganzen in drei Blöcke gegliedert werden, wobei die Inhalte eines jeden Blockes die Ausprägung der Untersuchungsgegenstände des folgenden bedingen. Der ersten Block stellt die physisch- und anthropo-geographischen Voraussetzungen im Einzugsgebiet des Rio Grande flußaufwärts des Cochitidammes vor, da sie seinen Abfluß und seine Sedimentfracht beeinflussen, die die Flußmorphologie im Untersuchungsgebiet formen. Nachdem in der Einleitung (Kapitel 1) durch die Darlegung der flußmorphologischen Theorien und des Forschungsstandes der wissenschaftliche Rahmen für diese teils empirische Arbeit geschaffen worden ist, wird in Kapitel 2 ein Überblick über die Physiographie, die Geologie, das Klima, die Vegetation und die Landnutzung im Einzugsgebiet gegeben. Dieses geographische Profil wird im Hinblick darauf erstellt, die Sedimentliefergebiete und die Regionen mit Wasserüberschuß zu identifizieren, da sie die Sedimentfracht und den Abfluß am Rio Grande steuern. In Kapitel 3 wird die Geschichte des Wasserbaus am Oberlauf des Rio Grande vorgestellt, da der Mensch damit direkt in das Abflußgeschehen eingreift. Das Projekt *Cochiti Dam* wird ausführlicher dargestellt, weil es den untersuchten Flußabschnitt unmittelbar prägt.

Nachdem in Kapitel 4 die Lage, die Hydrologie, die Geologie, das Klima, die Vegetation und die Böden des Untersuchungsgebietes im White Rock Canyon beschrieben worden sind, beschäftigt sich der zweite Block in Kapitel 5 mit den konkreten Daten von Abfluß und Sedimentfracht des Rio Grande im Bereich des untersuchten Flußabschnittes. Diese beiden Parameter beeinflussen die Flußmorphologie im White Rock Canyon und hängen ihrerseits von den in Kapitel 2 beschriebenen geographischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet ab. Weiterhin wird in Kapitel 5 der Wasserstand im Cochitistausee hinsichtlich seines Einflusses auf die Sedimentationsprozesse im Reservoir behandelt.

Im dritten Block wird schließlich die Flußmorphologie im Arbeitsgebiet im Detail untersucht. Betrachtungsgegenstand von Kapitel 6 ist der Grundriß des Rio Grande, der anhand einer zeitlichen Luftbildsequenz ausgewertet wird. In diesem empirischen Teil der Arbeit wurden die Inhalte der Luftbilder zunächst mittels des APY (Analytical Photogrammeter by Yzerman) manuell in Karten umgezeichnet, die die Grundlage zum Aufbau eines geographischen Informationssytems (GIS) darstellen. In Kapitel 7 wird der Längs- und Querschnitt des Rio Grande aus Vermessungen des U.S. Army Corps of Engineers rekonstruiert. Kapitel 8 stellt die Sedimentanalysen zusammen, die weitere wichtige Aufschlüsse bzgl. der Sedimentationsprozesse liefern. In Kapitel 9 werden die Ergebnisse der Untersuchungen von Quer- und Längsschnitt, Grundriß und der Sedimentanalyse zusammengeführt und diskutiert. Darüber hinaus wird versucht, zu einer Bewertung der Veränderungen zu kommen. Kapitel 10 faßt die wichtigsten Ergebnisse zusammen und bringt die gesamte Arbeit zu einem Abschluß.

1.2 Gerinnegeometrie

Flüsse sind dreidimensionale Gebilde. Die Elemente der Gerinnegeometrie - Grundriß, Querschnitt und Längsschnitt - stehen in einem Wechselwirkungsgefüge und bedingen sich gegenseitig (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 106). Das grundlegende Bestreben eines Flusses ist es, ein Gleichgewicht zwischen den Komponenten des fluvialen Systems herzustellen (Chorley et al. 1984, S. 290). Gleichzeitig beeinflussen aber auch äußere Variablen, nämlich die Größe des Abflusses und die Sedimentfracht, die ihrerseits von den naturräumlichen Voraussetzungen wie Relief, Geologie, Klima und Vegetation abhängen (Schumm 1977, S. 98), die Morphologie eines Flusses bzw. eines Flußabschnittes, indem sich sowohl das Gefälle als auch der Querschnitt und der Grundriß des Gerinnes an diese äußeren Faktoren anpassen (Schumm 1977, S. 105) (Abb. 1). Eine Änderung der Abflußmenge bedingt zunächst eine Veränderung der Größe des Gerinnequerschnitts und eine Anpassung des Längsprofils, während eine erhöhte oder verringerte Geschiebefracht bei konstantem mittleren Jahresabfluß die Grundrißform ändert (Chorley et al. 1984, S. 305). In der Natur tritt eine Änderung des Abflusses oder der Sedimentfracht kaum alleine auf. Die Gerinnemorphologie des betrachteten Flußabschnittes reagiert auf Änderungen im System, die sowohl flußaufwärts als auch flußabwärts davon lokalisiert sein können (Schumm 1977, S. 150). Einerseits bedingen ein erhöhter Sedimentinput und ein gestiegener Abfluß im Oberlauf z.B. infolge von Starkregen und Bodenerosion im Einzugsgebiet eine Anpassung der Gerinnegeometrie flußabwärts. Andererseits ruft eine Änderung der Erosionsbasis, z.B. durch den Bau einer Stauanlage, eine Anpassung im Gerinne flußaufwärts davon hervor (Chorley et al. 1984, S. 278).

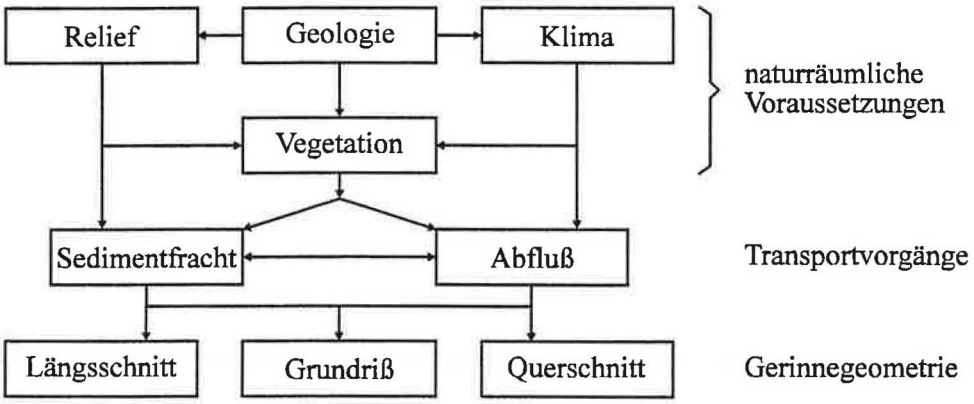


Abb. 1: System der Bettbildung von Flüssen
(*Quelle*: verändert nach Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 106)

1.2.1 Grundlagen des Sedimenttransports

Die Morphologie eines Gerinnes ist hauptsächlich von der Sedimentfracht (*sediment load*) und vom Abfluß (*discharge*) bestimmt. Der Abfluß ist das Wasservolumen, das in einer bestimmten Zeiteinheit durch einen Flußquerschnitt fließt (Press & Siever 1995, S. 286, Chorley 1969, S. 146). Er wird durch die Multiplikation der Geschwindigkeit einer Strömung mit der Querschnittsfläche des vom Wasser eingenommenen Gerinnes berechnet (Leopold et al. 1964, S. 217). Bei steigendem Abfluß muß deshalb entweder die Geschwindigkeit oder der Fließquerschnitt oder beides zusammen zunehmen. Die Sedimentfracht ist die Gesamtheit der vom Fluß transportierten Feststoffe (Nordin & Beverage 1965, S. 11). Man unterscheidet die Sedimentfracht aufgrund der Art des Transports im fließenden Gewässer in Suspensionsfracht (*suspended sediment*) und Geschiebefracht (= Bodenfracht, Geröllfracht, *bedload*). Die Suspensionsfracht umfaßt die Sedimentteilchen, die in der Strömung etwa bei gleicher Geschwindigkeit wie das fließende Wasser als Schwebstoffe transportiert werden (Chorley et al. 1984, S. 284, Press & Siever 1995, S. 277). Die Geschiebefracht besteht aus dem Material, das durch Gleiten, Rollen und Springen am oder nahe dem Flußbett mitgeführt wird (Culbertson & Dawdy 1964, S. 8, Press & Siever 1995, S. 277). Die Abgrenzung zwischen Suspensions- und Geschiebefracht beruht nicht auf grundsätzlich verschiedenen Verhaltensweisen, sondern lediglich auf dem augenblicklichen Bewegungszustand. Geschiebeteilchen können bei zunehmender Turbulenz aufgewirbelt werden und in Suspension übergehen. Tritt kein Gleichgewicht zwischen Aufwärtstransport infolge der Turbulenz und der nach unten gerichteten Schwerkraft ein, so sinken sie wieder zu Boden (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 39). Die Feststoffe lassen sich neben der Art ihres Transports im Fluß auch nach ihrer Korngröße in zwei Klassen einteilen. Die Schwebstoffe (*wash load*) sind als Sedimente der Schluff- und Tonfraktion (< 0,062 mm) definiert, während das Geschiebe[1] (*bed-material load*) aus Sedimenten größer gleich Sand besteht (> 0,062 mm), die in der Regel das Flußbett aufbauen (Schumm 1977, S. 105) (vgl. Anhang 11.1.4)[2]. Die Sedimentfracht steigt mit der Strömungsgeschwindigkeit und der Transportkapazität (= Schleppkraft), welche durch die gesamte pro Zeiteinheit transportierte Sedimentfracht definiert ist (Press & Siever 1995, S. 277).

Die Beziehung zwischen Korngröße und Strömungsgeschwindigkeit (Eisma 1992, S. 122) und ihre Auswirkung auf Sedimentation, Erosion und Transport des Sediments im Gerinne ist zuerst von Hjulström hergestellt worden (Abb. 2). Sedimentation (*deposition*), d.h. das Absetzen des Sedimentmaterials auf dem Flußbettes, erfolgt, wenn die Geschwindigkeit, die erforderlich ist, um eine bestimmte Korngröße in Suspension zu halten (*settling velocity*), unterschritten wird. Für

[1]Der Begriff „Geschiebe" wird in dieser Arbeit in seiner gewässerkundlichen Definition verwendet.
[2]Der Grenzkorndurchmesser, bei dem der Übergang der Sedimentfortbewegung von Geschiebe in Suspension erfolgt, wird nach Mangelsdorf & Scheurmann (1980, S. 39) von verschiedenen Autoren bei Werten festgelegt, die von 0,2 mm bis 1,0 mm variieren. In dieser Arbeit wird jedoch der für Nordamerika allgemein akzeptierte Wert von 0,062 mm als Abgrenzung von Schweb und Geschiebe beibehalten.

Korngrößen der Silt- und Tonfraktion ist die Sinkgeschwindigkeit so gering, daß sogar eine Strömungsgeschwindigkeit unter 20 cm/s ausreicht, um die Teilchen in Suspension zu halten, so daß sich Silt- und Tonteilchen im fließenden Gewässer immer in Suspension befinden (Chorley et al. 1984, S. 287). Erosion vom Flußbett tritt ein, wenn eine korngrößenspezifische Strömungsgeschwindigkeit überschritten wird. Dieser Schwellenwert ist für die Sandfraktion am geringsten (Statham 1977, S. 120), während bindige Silt- und Tonteilchen, die durch Adhäsion und Kohäsion zusammengehalten werden (Press & Siever 1995, S. 279), schwerer durch die Strömung vom Flußbett erodiert werden können (Ritter 1986, S. 216). Die zur Erosion der konsolidierten Tone und Silte nötige Strömungsgeschwindigkeit liegt deutlich über der, bei welcher die Teilchen ausfallen und liegenbleiben (Füchtbauer & Müller 1977, S. 727). Weiterhin nimmt der Erosions- und Transportwiderstand mit der Korngröße zu. Zwischen Erosion und Sedimentation gibt es eine Übergangszone, die kritische Erosionsgeschwindigkeit (*critical erosion velocity*), in der neben der Korngröße des Sediments weitere Faktoren die Erosion vom Flußbett bestimmen. Dazu gehören neben dem Verbackungsgrad der Feinsedimente (= Tone und Silte) auch die Mineralzusammensetzung der Grobsedimente (Chorley et al. 1984, S. 288) und die Wassertiefe der Strömung (Press & Siever 1995, S. 278).

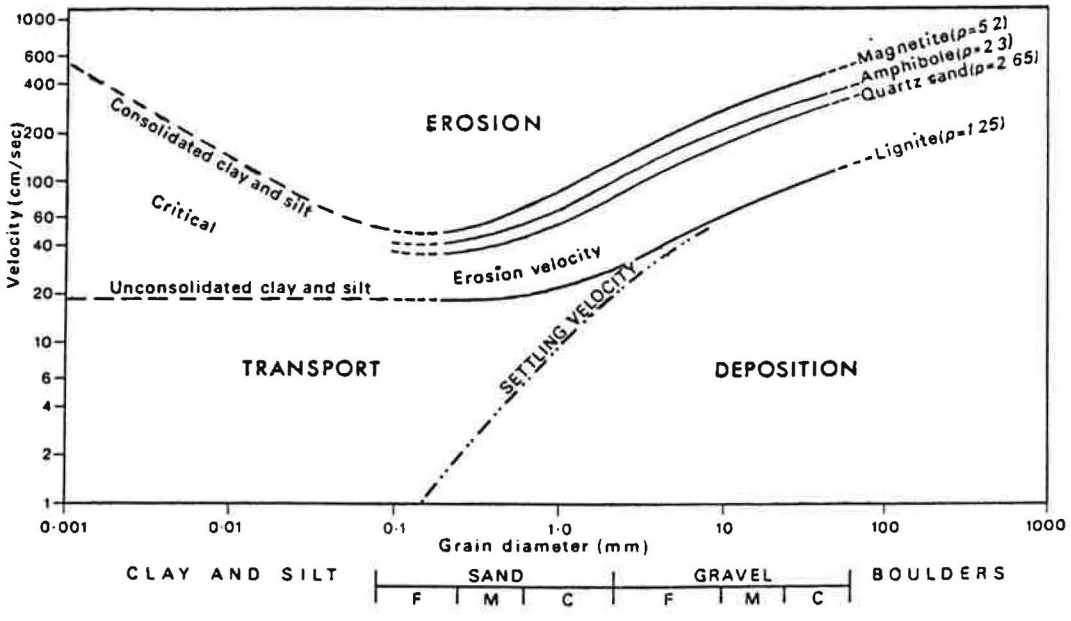


Abb. 2: Der Zusammenhang zwischen Korngröße und Strömungsgeschwindigkeit
(*Quelle*: verändert nach Chorley et al. 1984, S. 288)

1.2.2 Gleichgewichtszustände im fluvialen System

Die physikalische Behandlung der Strömungsprozesse geht davon aus, daß das fluviale System einem Gleichgewichtszustand entgegenstrebt (Waldo 1991, S. 3/73, Bullard & Wells 1992, S. 28). Dieses theoretische Konzept besagt, daß sich Gerinne an die unabhängigen, äußeren Einflußfaktoren wie Sedimentfracht und Abfluß anpassen, indem sich die dependenten Variablen wie Gerinnegeometrie, Strömungsgeschwindigkeit, Rauhigkeit der Gerinnewandung, Wasserspiegelgefälle etc. entsprechend verändern. Diese Variablen sind voneinander abhängig und beeinflussen sich in einem System mit negativem Rückkopplungsmechanismus gegenseitig, so daß die Änderung eines Parameters die Anpassung eines anderen oder aller nach sich zieht (Schumm 1977, S. 98). Dieser Zusammenhang wird als Quasi-Gleichgewicht (*quasi-equilibrium*) des fluvialen Systems bezeichnet (Ritter 1986, S. 222). Da sich Abfluß und Sedimentfracht allerdings in ständiger Fluktuation um einen Mittelwert befinden (Schumm 1977, S. 98), müssen sich alle hydraulischen Variablen ständig anpassen. Daher gibt es im fluvialen System keinen statischen Gleichgewichtszustand (*steady-state*), sondern ein Quasi-Gleichgewicht. Trotz der ständigen Anpassungen der hydraulischen Variablen an kurzfristige Änderungen in Abfluß und Sedimentfracht infolge von z.B. Hochflutereignissen ist, über einen längeren Zeitraum betrachtet, die Form und das lokale Gefälle des Gerinnes konstant, d.h. im Quasi-Gleichgewicht mit mittlerem Abfluß und Sedimentfracht eines längeren Zeitraumes (Leopold et al. 1964, S. 267). Es findet weder Sedimentation noch Erosion statt (Chorley et al. 1984, S. 291), oder anders ausgedrückt, weder Aggradation noch Degradation des Flußbettes (Leopold et al. 1964, S. 272). Der Gleichgewichtszustand ist also durch das betrachtete Zeitintervall definiert (Ritter 1986, S. 245). Der Zustand des Quasi-Gleichgewichts bezieht sich auf einen Zeitraum von mehreren Dekaden bis zu einigen Jahrhunderten; dieses Zeitintervall wird als *graded time* bezeichnet (Schumm 1977, S. 11). Die spontanen Anpassungen der Gerinnegeometrie an Einzelereignisse fluktuieren um einen stabilen Zustand der Gerinnemorphologie bezüglich der langfristigen mittleren Abflußwerte und der Sedimentfracht.

1.2.3 Gerinnegrundriß

Der Grundriß eines Gerinnes wird durch die mittlere Sedimentfracht und den vorherrschenden Abfluß geprägt, der als bordvoller Abfluß (Ritter 1986, S. 221) mit einem Wiederkehrintervall von 1,5 Jahren definiert ist (Chorley et al. 1984, S. 289, Leopold et al. 1964, S. 241). Der Flußgrundriß läßt sich verallgemeinernd in drei Klassen unterteilen: gestreckte, mäandrierende und verzweigte Gerinne (Leopold et al. 1964, S. 281). Jede dieser Gerinneformen ist Ausdruck der Anpassung der Geometrie an die Strömungsgeschwindigkeit, die Art des Sedimenttransports, die Korngröße und an das Verhältnis zwischen Abflußrate und Sedimentfracht (Chorley et al. 1984, S. 303 f) (Abb. 3). Voraussetzung für die optimale Anpassung des Gerinnes ist, daß es uneingeengt fließen kann und eine erodierbare Gerinnewandung hat. Dies ist bei den meisten alluvialen Flüssen erfüllt, die in einem breiten Tal verlaufen, das von ihren eigenen Ablagerungen aufgeschottert worden ist. Wenn die Gerinnewandung eines Flußabschnittes aus anstehendem Gestein oder konsolidiertem Alluvium besteht, dann bestimmt dieses die Morphologie, und die Anpassung der Form an Abfluß und Sedimentfracht ist eingeschränkt.

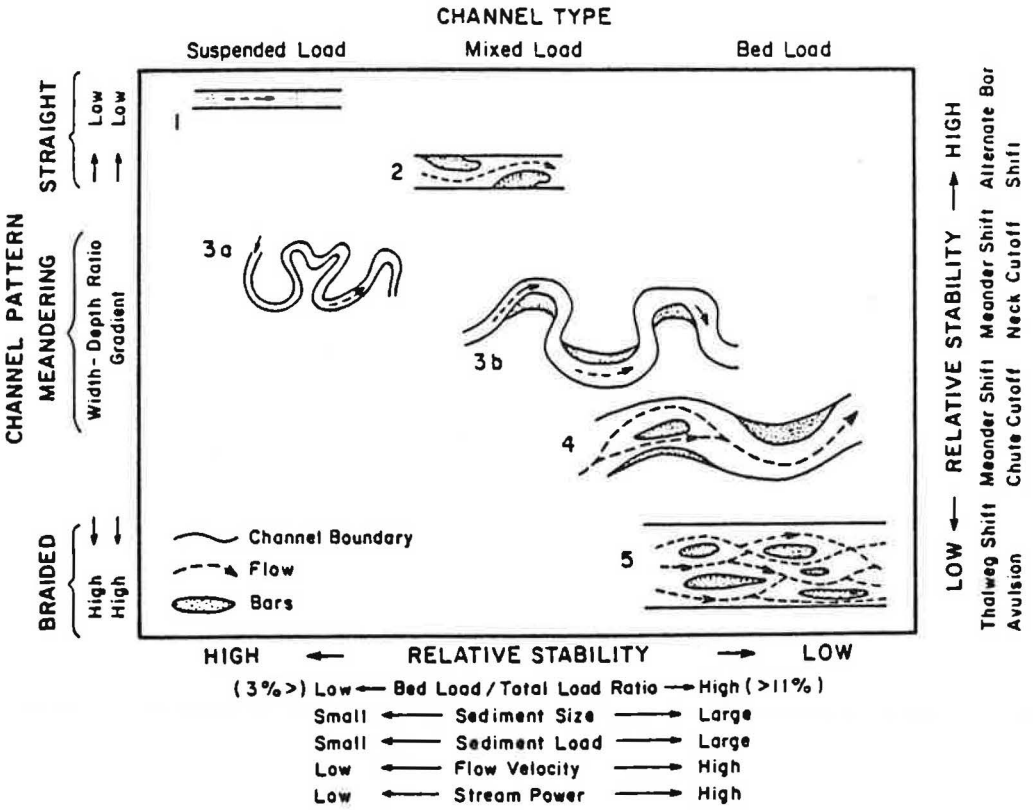


Abb. 3: Gerinneklassifizierung aufgrund des Grundrisses, der Art der Sedimentfracht und damit assoziierten Variablen
(*Quelle*: Chorley et al. 1984, S. 303)

1.2.3.1 Gestreckte Gerinne

Gestreckte Gerinne entstehen bei starkem Gefälle und einer geologisch-morphologischen Einengung des Flußabschnittes. Dies ist in geologisch jungen Gebirgen der Fall, die eine hohe Reliefenergie aufweisen, so daß die Flüsse ein starkes Gefälle haben. Bei Tälern, die durch Epigenese, Antezedenz und rückschreitende Erosion entstanden sind, treten ebenfalls geologisch-morphologisch bedingte Streckungen auf (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 110). Gestreckte Flußläufe kommen aber auch dann vor, wenn das Bett im eigenen Alluvium verläuft. Obwohl dies ein seltenes Phänomen ist, können diese Flußabschnitte dennoch stabil sein. Gestreckte Gerinne haben dieselben Bettformen wie die häufiger vorkommenden mäandrierenden Gerinne (Leopold et al. 1964, S. 282). Es bildet sich eine regelmäßige Abfolge von Kolken und Furten in Längsrichtung aus, so daß ein gewelltes Flußbett entsteht. Über den Furten herrscht ein steileres Sohlengefälle als über den Kolken (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 110). Gegenüber eines jeden Kolks befindet sich eine Sandbank, die aufgrund ihrer regelmäßig wechselnden Lage am rechten und linken Ufer als alternierende Sandbank (*alternate bar*) bezeichnet wird. Der Talweg, die Verbindungslinie der tiefsten Punkte eines Gewässerbettes (Leser 1993, S. 137), pendelt von einer Seite zur anderen über das Flußbett und um die Sandbänke herum (Ritter 1986, S. 233), d.h. er mäandriert in der geraden Rinne. Die Anordnung der Sandbänke, Kolke und Furten in einem geraden Gerinne ist analog zu der in mäandrierenden Flüssen. Die regelmäßige Abfolge der Kolke und Furten, die vom Grundriß unabhängig ist, ist Ausdruck dessen, wie Bettform, Abfluß und Sedimenttransport miteinander in Beziehung stehen, um in Flüssen ein Quasi-Gleichgewicht aufrechtzuerhalten. Da die Ausbildung der regelmäßigen Abfolge von Kolken und Furten und von Sandbänken sowohl vom Grundriß als auch von der Korngröße des Bettmaterials - vorausgesetzt es ist heterogen (Leopold et al. 1964, S. 209) - unabhängig zu sein scheint, muß sie von fundamentalen Eigenschaften des fließenden Wassers herrühren (Ritter 1986, S. 233).

Im folgenden wird die Theorie von Richards (1976), wie sie von Ritter (1986, S. 233) zusammengefaßt wurde, dargelegt. Sie versucht, die beobachtete stabile Verteilung der Bettformen und ihre Aufrechterhaltung (Leopold et al. 1964, S. 209) aufgrund der Hydraulik zu erklären. Im gestreckten Gerinne stimmt die räumliche Lage der Kolke und Furten, deren Abstand der 5- bis 7-fachen Gerinnebreite entspricht (Abb. 4 B), mit der Verteilung verschiedener Strömungsgeschwindigkeiten des Wassers überein, die jedoch mit der Abflußgröße variiert. Bei niedrigem Abfluß herrscht an den Furten, die ein großes Gefälle des Flußbettes und grobkörniges Geschiebe aufweisen, ein steiles Wasserspiegelgefälle, eine geringe Wassertiefe und schießendes Wasser vor. In den Kolken, die ein flaches Gefälle und feinkörniges Bodensediment haben, findet man bei niedrigem Abfluß das entgegengesetzte Verhältnis vor: geringes Wasserspiegelgefälle, größere Wassertiefe und strömendes Wasser. Kolke und Furten unterscheiden sich auch in ihrem Querschnitt: Furten sind breiter und flacher, während Kolke enger und tiefer sind. Die geringere Strömungsgeschwin-

digkeit in den Kolken bei niedrigem Abfluß müßte eigentlich dazu führen, daß sie durch gröberes Sediment von den stromaufwärts gelegenen Furten verfüllt würden, aber dennoch ist die Abfolge der Kolke und Furten stabil, was wie folgt erklärt werden kann. Bei steigendem Abfluß ist der Anstieg der Strömungsgeschwindigkeit pro Zeiteinheit in den Kolken größer als in den Furten. Folglich tritt bei einem bestimmten Abflußvolumen eine Umkehr der Geschwindigkeitsverteilung ein (Abb. 4 A), so daß die von den Furten erodierten, größeren Partikel durch die Kolke transportiert werden können, wobei das Sediment in den Kolken natürlich auch in Suspension geht. Läßt der Abfluß nach, liegt aber noch über dem Schwellenwert für die Geschwindigkeitsumkehr, so werden die größten Teilchen auf den Furten abgelagert. Unter diesen Bedingungen erodiert die schnellere Strömung das Sediment in den Kolken und die langsamere lagert Sediment auf den Furten ab (Chorley et al. 1984, S. 295). Geringere Abflüsse wirken dieser Tendenz wiederum entgegen, indem bei einem Abfluß unter dem Schwellenwert das Feinsediment von den Furten erodiert und in den benachbarten Kolken abgelagert wird. Die Abfolge der Furten und Kolke wird also durch Auskolkung und Ablagerung bei relativ hohem Abfluß aufrechterhalten (Ritter 1986, S. 233 f). Die Unterschiede im Wasserspiegelgefälle zwischen Kolken und Furten ist bei hohem Abfluß aufgehoben, und das Wasserspiegelgefälle in den Kolken nähert sich dem topographischen Gefälle des betrachteten Flußabschnittes (Leopold et al. 1964, S. 206).

1.2.3.2 Mäandrierende Gerinne

Beim Übergang eines gestreckten Gerinnes in ein mäandrierendes wird beobachtet, daß sich Mäander bevorzugt über Kolken und gerade Strecken über Furten ausbilden (Abb. 4 C). Chorley et al. (1984, S. 295 ff) sehen als Triebkraft für den Übergang des gestreckten Gerinnes in ein mäandrierendes die Erreichung einer gleichmäßigen Energieausgabe entlang des Flußlaufs an, was allgemein als stabiler Zustand angesehen wird. Die Hypothese betrachtet Furten wegen ihrer größeren Rauheit als Orte gesteigerter Energiedissipation, während Kolke aufgrund der kleineren Sedimentkorngrößen eine geringere Rauheit besitzen. Die Ausbildung von Mäandern über den Kolken ermöglicht es dem Fluß, den Differenzbetrag der Energiedissipation zu kompensieren. Dies geschieht durch Arbeitsleistung einerseits, Erodierbarkeit des Flußufers vorausgesetzt, in Form von Erosion am Prallhang des entstehenden Mäanders, andererseits in Form von Beschleunigungsarbeit zur Änderung der Strömungsrichtung in der Kurve. Berechnungen zufolge tritt dieser die Energiedissipation ausgleichende Effekt bei mäandrierenden Gerinnen ein, sobald die Wassermenge drei Viertel des bordvollen Abflusses erreicht hat, während dies für gestreckte Flußläufe nicht der Fall ist.

Um gestreckte von mäandrierenden Gerinnen abzugrenzen, verwendet man als Indikator die Buchtigkeit (*sinuosity*), das Verhältnis zwischen Gerinnelänge und Tallänge in einem bestimmten Flußabschnitt (Leopold et al. 1964, S. 281). Flüsse mit einer Buchtigkeit größer gleich

1,5 werden im allgemeinen als mäandrierend definiert (Chorley 1969, S. 179), wobei dieser Wert willkürlich zu Klassifikationszwecken festgelegt worden ist (Schumm 1977, S. 113).

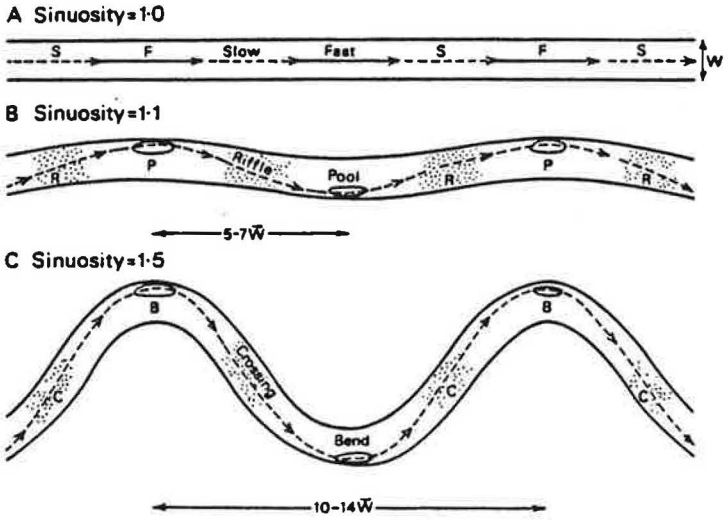


Abb. 4: Der Zusammenhang zwischen gestreckten und mäandrierenden Gerinnen
A. Abschnitte mit schneller und langsamer Strömung bei bordvollem Abfluß
B. regelmäßige Abfolge der Kolke und Furten
C. Entwicklung von Mäandern
(*Quelle*: Chorley et al. 1984, S. 297)

Bei mäandrierenden Flüssen unterscheidet man prinzipiell freie Mäander (= Flußmäander, Wiesenmäander, Auenmäander, bewegliche Mäander), die sich im eigenen Alluvium des Flusses entwickeln, von eingeschnittenen Mäandern (= Talmäander, Zwangsmäander, Gesteinsmäander, eingesenkte Mäander), die sich ins anstehende Gestein eingeschnitten haben. Daneben gibt es verschiedene Übergangs- und Mischtypen, wie z.B. die unterkalibrierten Mäanderflüsse, die in einem für den heutigen Fluß zu breiten Relikttal verlaufen (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 123). Ein Charakteristikum der Flußmäander ist ihre Migration, d.h. sie wandern talabwärts, bei meist gleichzeitiger Weitung ihrer Schlingen. Wenn die Buchtigkeit zunimmt und Schlingen einander sehr nahe kommen, kann infolge der Seitenerosion, die am Prallhang am stärksten ist, ein Durchstich, d.h. ein Durchbruch des Mäanderhalses, erfolgen, der einen Teil des alten Bettes abschnürt und zu einer Laufverkürzung führt (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 143). Auf diese Weise entstehen Altwasserarme (Leser 1993, S. 133). Die Wellenlänge eines Mäanders steht in Relation zum Abfluß (Chorley 1969, S. 179), welcher von der Größe des Einzugsgebietes abhängt (Chorley et al. 1984, S. 310). Darüber hinaus ändert sich die Wellenlänge bei einem gegebenen Abfluß mit der Art der Sedimentfracht (Schumm 1977, S. 115). Die Beziehung zwischen Wellenlänge λ (in ft), Sedimentfracht M (Silt- und Tonanteil im Sediment in Prozent) und

mittlerem Jahresabfluß *Qm* (in cfs) bzw. mittlerem Jahreshochwasser *Qma* (in cfs)[3] wird durch folgende Gleichungen ausgedrückt (Schumm 1977, S. 115):

$$\lambda = 1890\ Qm^{0,34} : M^{0,74}$$

$$\lambda = Qma^{0,48} : M^{0,74}$$

Die Wellenlänge eines Mäanders steht mit der Gerinnebreite in einem regelmäßigen und wiederkehrenden Verhältnis (Chorley 1969, S. 179). Durch Vermessungen der Geometrie von Flußmäandern stellte man fest, daß die Wellenlänge eines Mäanders die 11- bis 16-fache Gerinnebreite beträgt (Leopold et al. 1964, S. 297). Der Abstand der Inflektionspunkte der Mäander, die über den Furten liegen, beträgt die Hälfte dieses Wertes, d.h. die 5- bis 8-fache Gerinnebreite, so daß dieses Verhältnis annähernd mit dem bereits erwähnten Abstand zwischen zwei aufeinanderfolgenden Furten in einem gestreckten Gerinne, der die 5- bis 7-fache Gerinnebreite umfaßt, korreliert. Die Schlingen der Talmäander sind oftmals ebenso regelmäßig ausgeprägt wie die der Flußmäander, wenn ihre Wellenlänge auch die 15- bis 20-fache Gerinnebreite beträgt. Gesteinsunterschiede können zu Unterschieden und Unregelmäßigkeiten in der Wellenlänge und Ausprägung der Talmäander führen (Leopold et al. 1964, S. 310 ff). Bei unterkalibrierten Flüssen, die auf der Talschottersohle von Talmäandern verlaufen, unterscheidet man prinzipiell zwei Typen (nach Chorley 1969, S. 185 ff) (Abb. 5). Eine Gruppe stellen die als *manifestly underfit* bezeichneten Flüsse dar, die Mäander im Alluvium auf dem Talboden des mäandrierenden, ins Gestein eingeschnittenen Tales ausbilden. Die Wellenlänge der Talmäander ist 5- bis 10-mal so groß wie die Wellenlänge der Talbodenmäander. Eine zweite Gruppe der unterkalibrierten Flüsse wird als sog. *Osage type* bezeichnet, der nach dem Osage River in Missouri, USA, benannt ist. Der Fluß liegt ebenfalls in einem eingeschnittenen mäandrierenden Tal, wobei der Fluß selbst keine freien Mäander ausbildet. Er weist aber eine Abfolge von Furten und Kolken auf, wobei der Kolk-zu-Kolk-Abstand der 5-fachen Bettbreite des Gerinnes entspricht. Der Abstand zwischen den Kolken des Flusses stimmt nicht mit der Größe der Talmäander überein, es gibt mehr Kolke als Mäander, um die der Fluß durch den eingeschnittenen Talverlauf gezwungen wird. Der Fluß verhält sich im Prinzip wie ein gestrecktes Gerinne, wobei der Abstand der Kolke zur Gerinnebreite proportional ist. Das Verhältnis von Wellenlänge der Talmäander zur Breite des aktuellen Gerinnes ist 40 zu 1. Es gibt zwei Erklärungen für die Entstehung unterkalibrierter Flüsse, welche beide auf eine Abnahme der Abflußmenge zurückgehen. Eine mögliche Ursache liegt im Phänomen einer Flußanzapfung begründet, wobei große Wassermengen vom betrachteten Tal in ein anderes Flußsystem umgeleitet wurde. Die zweite Erklärung basiert auf einem Klimawandel, der zum Rückgang des Abflusses führte (Chorley et al. 1984, S. 309). Während des Pleistozäns herrschten v.a. in den Periglazialgebieten höhere Abflüsse als die Flüsse heute in denselben Gebieten haben (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 128, Leopold et al. 1964, S. 311 f, Leser 1993, S. 131).

[3]Die anglikanischen Maßeinheiten werden in dieser Arbeit weitgehend beibehalten. Für eine Umrechnung in metrische Einheiten kann Anhang 11.1.1 herangezogen werden.

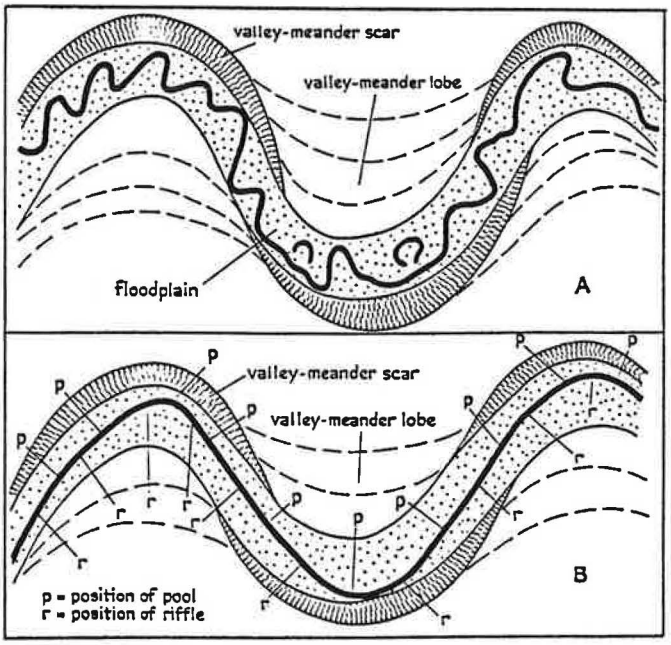


Abb. 5: Zwei Typen unterkalibrierter Flüsse
A. *manifestly underfit*
B. *Osage type*
(*Quelle*: Chorley 1969, S. 185)

1.2.3.3 Verzweigte Gerinne

Ein verzweigter Fluß besteht aus mehreren Fließrinnen, die durch Kiesbänke und Inseln (= bewachsene Sandbänke) voneinander getrennt sind (Chorley et al. 1984, S. 295). Durch ein Anschwellen des Abflusses können die Sandbänke leicht umgelagert werden und die einzelnen Rinnen ihren Lauf im Gerinne ändern. Die für gestreckte und mäandrierenden Gerinne charakteristische Abfolge der Kolke und Furten ist in verzweigten Gerinnen nicht in dieser Regelmäßigkeit ausgeprägt (Leopold et al. 1964, S. 282). Vergleicht man verzweigte und mäandrierende Gerinne, die den gleichen Abfluß haben, so weisen verzweigte Gerinne in der Regel ein größeres Gefälle auf, so daß eine höhere Energie vorhanden ist, um mehr Sediment zu transportieren (Leopold et al. 1964, S. 292, Chorley 1969, S. 182). Ein verzweigtes Gerinne kann auf zwei verschiedene Arten entstehen, wenn die Voraussetzung erfüllt ist, daß erodierbare Uferbänke das Gerinne begrenzen und ein hoher Geschiebetrieb vorliegt (Ritter 1986, S. 239). Erstens kann es aus einer aktiven Aggradation (= Erhöhung der Flußsohle durch Sedimentablagerung) hervorgehen, wenn der Fluß geschiebeüberlastet ist. Die Geschiebefracht wird dann in Form von Sandbänken abgelagert, so daß beim Anwachsen der Sandbank die Strömung geteilt wird. Der zweite Typus eines verzweigten Gerinnes entsteht ebenfalls durch die Ablagerung von Sand- und Kiesbänken. Eine Verringerung

der Fließgeschwindigkeit des Wassers oder ein anderweitiger Anstoß, wie z.B. wenige größere Gerölle oder Felsbrocken auf dem Flußbett, führen zur Sedimentation. Es bildet sich ein breites, flaches und steiles Gerinne mit vielen Fließrinnen aus, die durch Sandbänke voneinander getrennt sind (Chorley et al. 1984, S. 301). Die Sandbänke und der Talweg sind relativ instabil in ihrer Lage (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 111), was aber nicht gleichzeitig bedeuten muß, daß das verzweigte Gerinne als Typus an sich instabil ist (Leopold et al. 1964, S. 294). Ein verzweigtes Gerinne mit einem steilen Gefälle und einem hohen Geschiebetrieb bildet sich infolge bestimmter äußerer Abfluß- und Sedimentbedingungen aus, die bis dato jedoch nicht eindeutig beziffert werden können (Ritter 1986, S. 240). Ob ein gestrecktes, mäandrierendes oder verzweigtes Gerinne entsteht, ist in alluvialen Flüssen primär vom Abfluß und der Sedimentfracht abhängig, und jede der drei Formen kann Ausdruck eines Gleichgewichtszustandes sein, der an die jeweils unterschiedlichen äußeren Bedingungen angepaßt ist (Leopold et al. 1964, S. 295).

1.2.4 Querschnitt

Die Größe des Gerinnequerschnitts ist von der abfließenden Wassermenge abhängig (Chorley et al. 1984, S. 292). Je größer der mittlere Jahresabfluß, desto größer ist sowohl die Breite als auch die Tiefe des Gerinnes (Ritter 1986, S. 231). Der Querschnitt unterscheidet sich bei Gerinnen mit demselben Jahresabfluß und ähnlicher Geologie im Einzugsgebiet, wenn sich der Spitzenabfluß und/oder das Verhältnis von mittlerem zum Spitzenabfluß unterscheidet (Schumm 1977, S. 106). Der Abfluß ist jedoch nur für 40% der Änderung des Querschnittes verantwortlich (Ritter 1986, S. 231). Darüber hinaus paßt sich die Form des Querschnitts, die durch das Verhältnis zwischen Breite (*W*) und Tiefe (*D*) des Gerinnes (*W/D*) definiert ist, an die Korngröße der Sedimentfracht und des Wandmaterials, das das Gerinne begrenzt, an. Grobes Sediment läßt ein breites, flaches Gerinne entstehen, während feines Sediment einen schmalen, tiefen Querschnitt bedingt (Ritter 1986, S. 231, Chorley 1969, S. 153). Neben der Korngröße an sich ist auch das Verhältnis zwischen Suspensionsfracht und Geschiebefracht für die Gerinnemorphologie ausschlaggebend (Chorley et al. 1984, S. 293). Wird z.B. die Geschiebefracht erhöht, während Abfluß und Suspensionsfracht gleichbleiben, dann verbreitert sich das Gerinne und das Verhältnis von Breite zu Tiefe wird größer (Schumm 1977, S. 110). Gleichzeitig ändern sich Grundriß und Längsprofil des Gerinnes (Schumm 1977, S. 111). Über die Länge eines Flußlaufes kann sich das Verhältnis zwischen Suspensions- und Geschiebefracht infolge der Art der eingebrachten Sedimentfracht aus großen Nebenflüssen verändern (Schumm 1977, S. 108). Inwieweit sich schließlich der Gerinnequerschnitt an Abfluß und Sedimentfracht anpaßt, ist letztlich vom Grad der Erodierbarkeit der Ufer abhängig.

Liegt im fluvialen System eine Störung des Gleichgewichtszustandes vor, so kann sich der Gerinnequerschnitt an einer bestimmten Stelle durch Sedimentation oder Erosion verändern, um

ein neues Gleichgewicht herzustellen. Wenn das Gefälle eines Flusses z.B. infolge der Erhöhung der Erosionsbasis erniedrigt wird, kommt es zur aktiven vertikalen Aggradation flußaufwärts. Dieser Prozeß findet beispielsweise oberhalb einer Talsperre statt, oder wenn ein Gerinne durch lokale Sedimentation verstopft, weil es geschiebeüberlastet ist. Der zweite Fall ist in Gerinnen in ariden und semiariden Regionen zu beobachten. Dort stellte man fest, daß die Art und Weise der Ablagerung vom Sediment abhängt. Abb. 6 verdeutlicht anhand dreier Bespiele von ephemerischen Gerinnen, daß die Sedimentschichtung des Akkumulationskörpers von der Korngröße des Sediments abhängt (nach Schumm 1977, S. 150 ff). Im Gerinne des Sage Creek, South Dakota, (Abb. 6 A) beträgt der Anteil von Silt und Ton im Sediment 67%. Das kohäsive Sediment lagerte sich verstärkt an den Seitenwänden ab, so daß die Breite des Gerinnes schrumpfte, bevor auch die Tiefe abnahm. Im Sand Creek, Nebraska, (Abb. 6 B) beträgt der Anteil von Silt und Ton 20%. Zu Beginn der Sedimentation lagerte sich der Sand in horizontalen Schichten auf dem Flußbett ab. Mit zunehmender rückschreitender Aggradation flußaufwärts nimmt der Sandanteil flußabwärts ab, so daß sich das verbleibende feinere Sediment seitlich ablagert, aber der restliche Sand, der noch nicht flußaufwärts sedimentiert wurde, noch weiterhin in der Mitte des Gerinnes ablagert. Im Arroyo Calabasas, New Mexico, (Abb. 6 C) beträgt der Silt- und Tonanteil nur mehr 10%, so daß sich das Sediment in regelmäßiger horizontaler Schichtung absetzt. Zusammenfassend ist festzustellen, daß sich Feinsediment an der Gerinnewandung des gesamten Querschnitts absetzt, wodurch eine konkave Schichtung entsteht, und daß Grobsedimente auf der Gerinnesohle abgelagert werden, so daß sich eine Horizontalschichtung ausbildet.

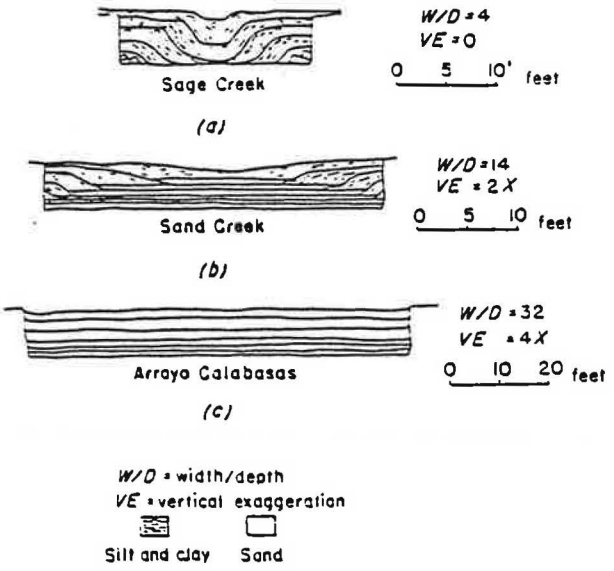


Abb. 6: Sedimentablagerungen in ephemerischen Gerinnen
(*Quelle*: Schumm 1977, S. 151)

Bisher wurde nur der Gerinnequerschnitt betrachtet. Da sich ein Gerinne aber in einem Tal befindet, muß auch die Beziehung zwischen Fluß und Tal Beachtung finden. Das Talquerprofil geht auf das Zusammenspiel von Tiefen- und Seitenerosion, Belastungsverhältnis, Hangabtrag sowie Gesteinsart und -lagerung zurück (Leser et al. 1993, S. 277). Das Verhältnis zwischen Fluß- und Talquerschnitt ändert sich mit der Talform (z.B. Klamm, Schlucht, Kerbtal, Canyon, Sohlenkerbtal, Kastental, Sohlental, Wannental, Muldental etc.) (vgl. Leser 1993, S. 138 ff). Bei der Klamm und einigen Schluchtstrecken gleicht das Fluß- dem Talquerprofil. Aber bereits bei der Schlucht beginnt die Hangentwicklung, und mit zunehmender Verbreiterung des Tales gewinnt der Fluß zusehends an Eigenleben und wird zum Fluß im Tal (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 159). In der Klamm, wo der Fluß die gesamte Talbreite einnimmt, ist keine Geschiebesohle vorhanden, da das Geschiebe durchtransportiert wird. In Schluchtläufen ist bereits stellenweise eine geschlossene Geschiebedecke vorhanden (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 160), so daß sich das Flußquerprofil zusehends unabhängig vom Talquerprofil in seinem Alluvium an die äußeren Einflußfaktoren von Abfluß und Sedimentfracht anpassen kann.

Das Flußquerprofil bildet in engem Zusammenhang mit dem Grundriß des Gerinnes bestimmte Querschnittsformen aus (Abb. 7). Im Mäanderbogen entsteht bei mäandrierenden Gerinnen ein asymmetrisches Flußbett, das am Prallhang ausgekolkt ist, während sich am Gleithang durch die Anlandung eine Ufersandbank bildet, so daß das Gerinne am Innenbogen flacher ist. Über der Furt ist das *W/D*-Verhältnis größer und der Querschnitt auf dem gesamten Bett symmetrischer und flacher (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 160). Im gestreckten Gerinne zeigt sich ein ähnliches Querschnittsbild über den Kolken und Furten. Das verzweigte Gerinne weist unter den drei Formen das größte *W/D*-Verhältnis auf (Chorley 1969, S. 181).

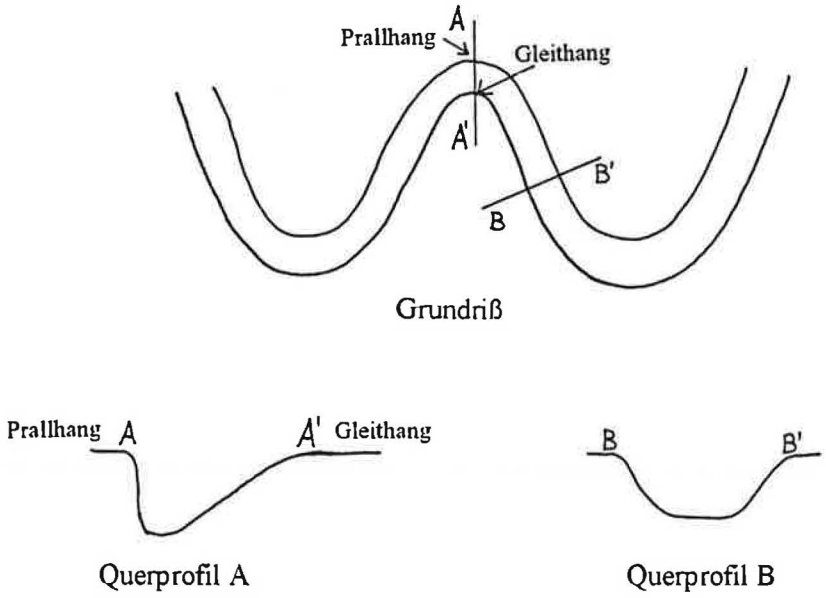


Abb. 7: Charakteristische Flußquerschnitte
(eigener Entwurf, 1998)

1.2.5 Längsprofil

Ein Flußabschnitt befindet sich im Gleichgewicht, wenn die eingebrachte Sedimentmenge genauso groß ist wie die ausströmende (Garde & Ranga Raju 1977, S. 5). Darüber hinaus gibt es ein großmaßstäbliches Gleichgewicht der gesamten Laufstrecke des Flusses zwischen Erosion und Sedimentation (Leser 1993, S. 129). Abfluß, Geschiebezulauf, Gerinnedimension und besonders die Gefällskurve vom Quellgebiet bis zur Mündung wirken dabei so zusammen, daß die Sedimentfracht im fluvialen System transportiert wird, insgesamt aber nicht mehr Sediment im System abgelagert oder ausgeschwemmt wird, als durch Erosion bereitgestellt wird (Press & Siever 1995, S. 291, Wu 1993, S. 161). Im Modellfall weist ein Fluß somit ein Gefälle auf, das sich im Längsprofil als konkave, nach oben offene Kurve darstellt (Press & Siever 1995, S. 289), die als Normal- oder Gleichgewichtsgefälle bezeichnet wird (Leser 1993, S. 129 f). Die idealisierte Konkavität des Längsprofils wird generell der Zunahme des Abflusses und der Abnahme der Korngröße des Sediments flußabwärts zugeschrieben (Leopold et al. 1964, S. 256, Schumm 1977, S. 111). Es verläuft im Oberlauf sehr steil (Erosion) und verflacht im Unterlauf bis zur Mündung hin (Sedimentation); der Mittellauf ist durch Transport gekennzeichnet (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 145). Das Längsprofil eines Flusses ist auf seine Erosionsbasis eingestellt, demjenigen Niveau, bei dem er in einen größeren stehenden Wasserkörper mündet und das die Untergrenze der Einschneidung des Flußbettes bildet (Leopold et al. 1964, S. 258). Der Meeresspiegel bildet die absolute Erosionsbasis, der die lokale Erosionsbasis gegenübergestellt wird. Sie wird von geomorphologischen oder hydrologischen Erscheinungen gebildet, wie Schwellen im Flußbett, die Mündung in den Hauptfluß, Binnenseen oder künstlichen Stauseen. Änderungen im Abfluß oder der Sedimentfracht bedingen eine Anpassung der Gefällskurve. Wenn das Transportvermögen des Flusses im Verhältnis zum Geschiebezulauf zu groß ist, versucht der Fluß sein Gefälle anzupassen, indem er sich eintieft. Im umgekehrten Fall kommt es zur Akkumulation (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 148).

1.2.6 Schwemmfächer als Ansatzpunkte der Sedimentablagerung

Die Gerinnegeometrie, wie sie sich infolge von Abfluß und Sedimentfracht ausbildet, kann durch Schwemm- und Schotterfächer an den Mündungen von Nebenflüssen abgeändert werden. Solche Schwemmfächer bilden sich dort aus, wo das Gefälle plötzlich nachläßt. In einer Landschaft mit hoher Reliefenergie läßt das steile Gefälle der Tributären, deren Erosionsbasis auf den Hauptfluß eingestellt ist, beim Übertritt des Nebenflusses auf die Talsohle des Haupttales abrupt nach, so daß sich ein Schwemmfächer in den Hauptfluß erstreckt und dessen Grundriß abändert. Die Schwemmfächer können den Hauptfluß auf die andere Seite des Tales drängen (Leser 1993, S. 136).

Im Grand Canyon des Colorado River wurden die im Hauptfluß durch Schwemmfächer induzierten Sedimentationsprozesse studiert, die im folgenden beschrieben werden (nach Collier et al. 1996, S. 74 ff, Collier et al. 1997, S. 80). Einerseits verengen die Schwemmfächer das Gerinne an diesen Stellen und bilden oft Furten bzw. Stromschnellen, andererseits sind sie Ansatzpunkte für die Ablagerung von Sandbänken (Abb. 8). Sandbänke können sich sowohl stromaufwärts als auch stromabwärts von den Tributärendeltas ausbilden. Stoßen die Deltasedimente weit in den Lauf des Hauptflusses vor, der eine hohe Suspensionsfracht aufweist, und verengen diesen erheblich, so kann sich Wasser hinter dem Delta aufstauen. Die Verringerung der Fließgeschwindigkeit oberhalb des Deltas führt zur Ablagerung von mitgeführtem Sediment. Die Strömungsgeschwindigkeit erhöht sich in der Engstelle, die durch das Tributärendelta verursacht wurde. Flußabwärts des Deltas wird der Hauptfluß wieder breiter und die Strömungsgeschwindigkeit läßt nach. Durch die Kombination dieser Umstände entsteht ein Wirbel, der das Wasser hinter dem Tributärendelta entgegen der Hauptstromrichtung flußaufwärts fließen läßt. Die Fließgeschwindigkeit im Wirbel ist wesentlich geringer als in der Hauptrinne, so daß es im Wirbel zur Sedimentation der mitgeführten Suspensionsfracht kommt. Die Sandablagerung in den Wirbeln erfolgt an zwei Stellen. Einerseits bildet sich eine Sandbank, wo sich die Hauptströmung direkt am Ende des Deltas von der Gerinnewand löst. Diese Form wird als *separation bar* bezeichnet. Andererseits bildet sich weiter flußabwärts eine zweite Sandbank, die sog. *reattachment bar*, wo die Hauptströmung wieder auf die Gerinnewand trifft und die Wandrauhigkeit die Strömungsgeschwindigkeit erneut verringert. Diese Anordnung ist eine Modellvorstellung, die in der Natur oft durch die lokalen Flußparameter wie Abflußregime, Abflußvolumen, Strömungsgeschwindigkeit, Gefälle, Sedimentfracht, Gerinnematerial, Form des Tributärendeltas etc. abgeändert ist.

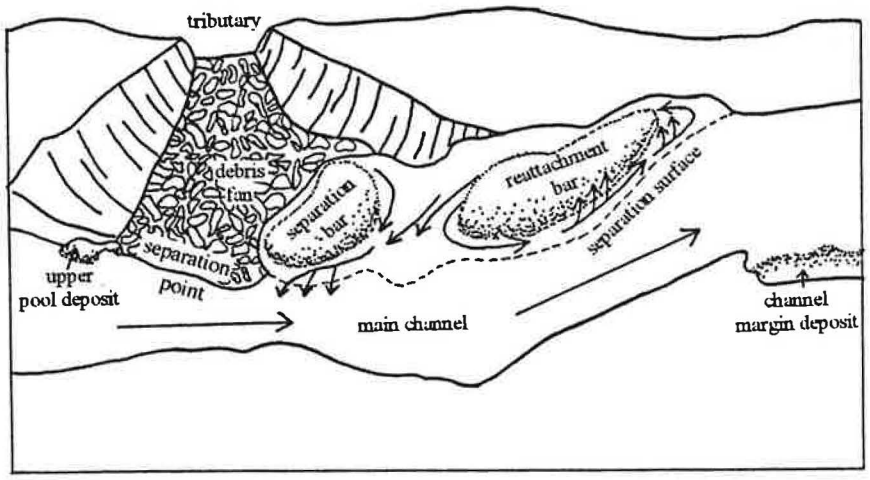


Abb. 8: Schemmfächer als Ansatzpunkte der Sedimentation in Canyons
(*Quelle*: Collier et al. 1996, S. 75)

Sandbänke entstehen zunächst als Ablagerungen unter der Wasseroberfläche an Stellen verringerter Strömungsgeschwindigkeit. Dies ist sowohl im Einflußbereich der Schuttfächer aus den Seitencanyons der Fall als auch generell an Flußufern, wo die Strömungsgeschwindigkeit durch die Wandrauheit herabgesetzt wird, so daß z.B. alternierende Sandbänke entstehen können. Die Strömung ist über den initialen Sandbänken seichter als im Talweg, so daß die Sedimentation der Suspensionsfracht auf den Sandbänken begünstigt wird. Diese Ablagerungsschichten stabilisieren die Sandbänke, erniedrigen weiterhin die Strömungstiefe, so daß schließlich so viel Material sedimentiert wird, bis die Sandbänke aus dem Wasser ragen (Schumm 1977, S. 119 ff, Chorley 1969, S. 140 f). Ragen die Sandbänke erst einmal bei Niedrigwasser über den Wasserspiegel hinaus, sind sie der sukzessiven Kolonisation durch die Vegetation ausgesetzt (Karlinger et al. 1983, S. 12). Zwar kann die Vegetation v.a. auf niedrigen Sandbänken durch Hochwasser wieder abgerissen werden, wo sie aber der Strömung standhält, verringert sie die Strömungsgeschwindigkeit und begünstigt die weitere Sedimentation. Daraus resultiert eine Stabilisierung der Sandbank, und sie wächst über die Höhe des Hochwasserpegels (Eschner et al. 1983, S. 33).

1.3 Änderung der lokalen Erosionsbasis durch den Bau eines Staudammes

Durch den Bau eines Staudammes wird die lokale Erosionsbasis von seiner Ausgangslage, dem Flußbett, auf ein neues Niveau gehoben, das am Schnittpunkt des Seespiegels mit dem ursprünglichen Flußbett liegt. Da sich infolge der Aufstauung ein Rückstau des Wassers ausbildet, der den Wasserstand im Fluß oberhalb des eigentlichen Seespiegels über den normalen Pegel des Flusses erhöht, liegt die tatsächliche lokale Erosionsbasis am oberen Ende der Rückstaukurve (Leopold et al. 1964, S. 259 f). Der Fluß hat das Bestreben, sein Gefälle der neuen Erosionsbasis anzupassen. Oberhalb der Talsperre nimmt das Gefälle des Flusses ab, so daß sich die Strömungsgeschwindigkeit und folglich auch seine Transportkraft für Sedimente verringert. Der Fluß sedimentiert einen Teil seiner Fracht vor und im Stausee, wodurch die Gefällskurve flacher wird (Press & Siever 1995, S. 290). Das Gleichgewicht des fluvialen Systems oberhalb der Talsperre ist gestört, da in einem bestimmten Zeitintervall infolge der Sedimentrückhaltung durch die Stauanlage die ausfließende Sedimentfracht kleiner ist als die einströmende. Der Sedimentüberschuß wird abgelagert, und es kommt zur Aggradation. Durch die Sedimentation oberhalb der Staumauer nähert sich der Fluß einem neuen Gleichgewichtsgefälle. Sediment wird so lange im Staubecken abgelagert bis das Reservoirgefälle wieder im Gleichgewicht mit der Transportkapazität des Flusses ist (Reed & Hoffman 1997, S. 1, Hainly et al. 1995, S. 21). In welcher Art und wie weit sich das Längsprofil eines Flusses flußaufwärts des Stausees ändert, ist umstritten (nach Leopold et al. 1964, S. 260) (Abb. 9). Eine Gruppe vertritt die Auffassung, daß sich mit der sukzessiven Vegetationsetablierung auf den Deltasedimenten der Sedimentkeil schrittweise flußaufwärts erstreckt und schließlich das gesamte Gerinne verfüllt. Wie in Abb. 9 A dargestellt, ist das angestrebte Endstadium der Aggradation eine zum Ausgangsgefälle AC parallele Gefällskurve A_3C_3 (Garde & Ranga Raju 1977, S. 307). Eine andere Gruppe ist der Meinung, daß die Aggradation aufhört, wenn das Sediment auf dem Niveau des Dammkamms eine fast ebene Fläche aufgeschüttet hat, so daß die Gefällskurve des Flusses oberhalb des Dammkammniveaus nicht verändert wird (Abb. 9 B). Das Gefälle der Sedimente ist wesentlich geringer als das des ursprünglichen Flußbettes. Welche Modellvorstellung die natürlichen Aggradationsprozesse am treffendsten widerspiegelt, variiert mit der Größe des Einzugsgebietes, der Sedimentfracht, dem Abflußverhalten des Fließgewässers etc., so daß beide Hypothesen in der Natur verwirklicht sein können. Da der Staudammbau erst eine junge Maßnahme der Flußregulierung ist, sind bis dato v.a. nur kleinere Stauseen völlig verfüllt, deren Verlandung die zweite, teils modifizierte Modellvorstellung unterstützt. Neben der Sedimentation des Speicherraumes zeigt ein kurzer Flußabschnitt oberhalb der durch den Dammkamm bestimmten lokalen Erosionsbasis eine Änderung im Längsprofil (Leopold et al. 1964, S. 260 ff).

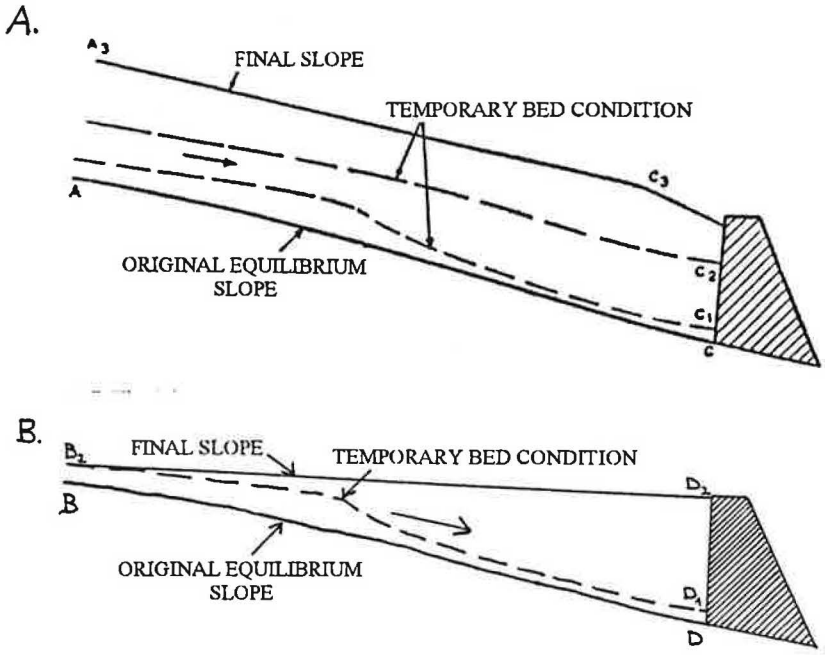


Abb. 9: Aggradation oberhalb eines Staudammes
A. Veränderung der gesamten Gefällskurve
(*Quelle*: Garde & Ranga Raju 1977, S. 307)
B. lokal begrenzte Veränderung der Gefällskurve
(eigener Entwurf, 1998)

1.3.1 Aufbau eines Deltas

Im Bestreben ein neues Gleichgewichtsgefälle zu erreichen, bildet der Fluß oberhalb des Staudammes durch die Sedimentakkumulation ein Delta aus. Wenn ein sedimentführender Fluß auf die Stauwasserzone des Reservoirs trifft, wird seine Fließgeschwindigkeit abgebremst und seine Transportkapazität verringert, so daß gröberes Geschiebematerial zuerst und feinere Schwebstoffe weiter flußabwärts abgelagert werden (vgl. Abb. 2) (Hotchkiss 1995, S. 1188 f, Jiahua 1993, S.129). Es entsteht ein für ein Delta charakteristischer Akkumulationskörper. Man untergliedert die Deltaablagerungen in einem Stausee mit stehendem Gewässer in *topset beds* (Flußsedimente der Deltaebene), *foreset beds* (Vorschüttsande der Deltafront), *bottomset beds* (Bodensedimente des Deltafusses) (Press & Siever 1995, S. 298 f, Füchtbauer & Müller 1977, S. 95) und *density currents* (Dichteströme) (Garde & Ranga Raju 1977, S. 320), die wie in Abb. 10 gezeigt, angeordnet sind.

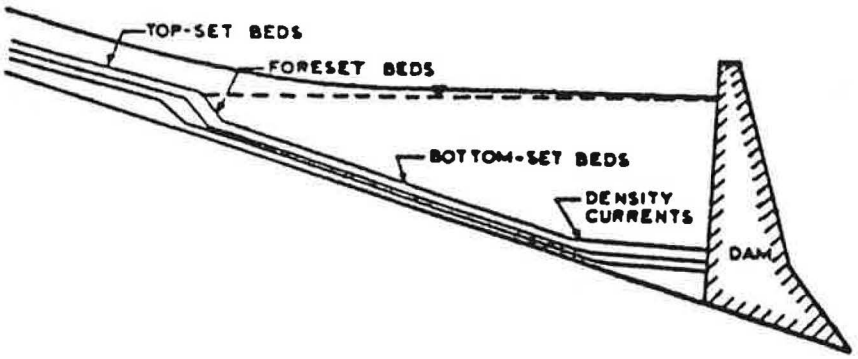


Abb. 10: Aufbau eines Deltas in einem Stausee
(*Quelle*: Garde & Ranga Raju 1977, S. 320)

Die *topset beds* bestehen aus grobkörnigen, flachliegenden Flußsedimenten (Füchtbauer & Müller 1977, S. 95) und erstrecken sich bis zum Ende der Staulinie (Press & Siever 1995, S. 298). Ihr Gefälle ist geringer als das Gefälle des ursprünglichen Gerinnes (Jiahua 1993, S. 129). Die obere Grenze des Stauwassers kann weit höher als der Beckenwasserstand liegen, so daß die Aggradation in diesem Bereich auch die Morphologie des Flußabschnittes betrifft, der oberhalb des eigentlichen Reservoirs liegt (Garde & Ranga Raju 1977, S. 320). Die *foreset beds* sind aus feinkörnigerem Sand und Silt aufgebaut. Ihre planare Schrägschichtung fällt zum Staudamm hin ein, und sie bilden die Sedimente der Deltafront (Press & Siever 1995, S. 298, Füchtbauer & Müller 1977, S. 95). Zwischen der Oberfläche des Deltas und seinem Frontteil gibt es einen topographischen und ablagerungsbedingten Bruch, der vom mittleren Seespiegel des stehenden Wassers bestimmt wird (Rust 1982, S. 64). Das Gefälle der *foreset beds* ist größer als das Gefälle der *topset beds,* und die Bruchlinie stimmt meist mit dem Abtauchpunkt der Dichteströme (= Brech) überein (Jiahua 1993, S. 129, Eisma 1992, S. 175). Noch feineres Sediment der Tonfraktion, das die *bottomset beds* aufbaut, wird flachliegend am Boden des Stausees abgelagert (Füchtbauer & Müller 1977, S. 95). Die Grenze zwischen Delta und Staubeckenboden liegt dort, wo sich die Wirkung der Flußströmung verliert (Rust 1982, S. 64). In der Praxis ist diese Trennlinie zwischen den zwei Bereichen mit unterschiedlichem Sedimentationsverhalten fließend und schwer zu bestimmen. In einigen Reservoiren wie z.B. dem Meadstausee wurden Dichteströme nachgewiesen (Jiahua 1993, S. 133), die Material bis zum Damm transportieren können und dort am Grunde des Reservoirs ablagern (Garde & Ranga Raju 1977, S. 320, Eisma 1992, S. 174 f). Dichteströme entstehen immer dort, wo Wassermassen unterschiedlicher Dichte aufeinandertreffen (Press & Siever 1995, S. 393). Dichteunterschiede können durch ungleiche Temperaturen, unterschiedlichen Salzgehalt und unterschiedlichen Schwebstoffanteil verursacht sein (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 35). Im Falle der Dichteströme in Stauseen handelt es sich hauptsächlich um

den durch höheren Schwebstoffgehalt des Zuflusses verursachten Trübestrom (*turbidity current*), der als eigenständige Strömung am geneigten Boden unter dem klaren Seewasser fließt (Press & Siever 1995, S. 393, Morris 1993, S. 26). Im Meadstausee gibt es zwei verschiedene Arten von Dichteströmen: ein kontinuierlicher Strom trüben Flußwassers und diskontinuierliche Trübeströme, die durch Rutschung von bereits auf dem Delta abgelagertem Flußsediment verursacht werden (Rust 1982, S. 65). Die diskontinuierlichen Trübeströme können Material bis zum Staudamm transportieren. Die kontinuierlichen Trübeströme werden von der Temperaturschichtung des Stausees beeinflußt. Vor allem in südlicheren Breiten ist das Seewasser wärmer als das Flußwasser, so daß das schwebstoffführende, trübe Flußwasser unter die Seeoberfläche abtaucht und als Unterströmung weiterfließt (= hyperpyknischer Zufluß) (Füchtbauer & Müller 1977, S. 95). Bei einer anderen Temperaturschichtung des Sees sind generell aber auch Ober- und Zwischenströmungen des Trübestroms möglich (Rust 1982, S. 65). Bei Abnahme des Gefälles verringert sich die Strömungsgeschwindigkeit, und das mitgeführte Material wird gemäß seiner Korngröße abgesetzt (Press & Siever 1995, S. 393).

Die soeben dargestellte Art und Weise der Delta- und Grundsedimentation gilt für einen Großspeicher (Jahres- oder Überjahresspeicher) mit relativ konstantem Wasserspiegel. In der Praxis schwankt der Wasserspiegel eines Reservoirs jedoch oft je nach der einströmenden Wassermenge und seinem Betriebsmodus. Sinkt der Wasserspiegel beim Ablaß der Hochwasserspeicherung, dann liegen die Bereiche am oberen Ende des Deltas wieder im fluvialen Einflußbereich und nicht mehr unter einem stehenden Wasserkörper. Die am oberen Ende des Deltas unter lakustrischen Sedimentationsbedingungen abgelagerten Sedimente sind wieder der fluvialen Erosion ausgesetzt und werden der Gefällskurve folgend flußabwärts in den Stausee umgelagert (Jiahua 1993, S. 131 f, Garde & Ranga Raju 1977, S. 321).

1.3.2 Folgeerscheinungen der Sedimentation im Staubecken

Die Sedimentrückhaltung durch eine Stauanlage hat sowohl Auswirkungen im fluvialen System unterhalb als auch oberhalb des Dammes. Die Effekte unterhalb des Staudammes sollen an dieser Stelle keine nähere Betrachtung erfahren, weil nicht sie, sondern die raum-zeitlichen Veränderungen im Deltabereich oberhalb des Dammes Gegenstand dieser Arbeit sind. Hotchkiss (1995, S. 1188-1192) unterscheidet oberhalb des Staudammes zwischen Erscheinungen im Staubecken selbst infolge der Sedimentakkumulation und solchen im Fließgerinne flußaufwärts des Stauraumes. Aus der Fülle der potentiellen Folgen der Sedimentakkumulation werden in diesem Kapitel diejenigen herausgestellt, welche im Untersuchungsgebiet eine besondere Rolle spielen.

Die Sedimentakkumulation bedingt im Staubecken selbst die in Tab. 1 zusammengestellten Erscheinungen.

Tab. 1: Auswirkungen der Sedimentakkumulation auf das Staubecken

Folgen der Sedimentation	*Sekundäre Folgewirkungen*
Verlust von Speicherraum	Verminderte Speicherkapazität zur Hochwasserkontrolle Verminderte Speicherkapazität für Nutzwasser Verminderte Energieproduktion im Wasserkraftwerk Verminderter Freizeitwert
Erhöhte Belastungen der Wasser- und Sedimentqualität	Erhöhte Wassertrübe Erhöhte Oberflächentemperatur Verminderter Sauerstoffgehalt im Bodensediment Sedimentkompaktion Anreicherung von Giftstoffen
Ablagerungen an der Staumauer	Schäden an Turbinen und Auslaßbauwerken Erhöhte Belastung der Dammstatik

(*Quelle*: verändert nach Hotchkiss 1995, S. 1190)

Aufgrund der Zielvorgaben für das Projekt *Cochiti Dam and Lake* ist die Sedimentanreicherung v.a. im Hinblick auf eine graduelle Verminderung der Speicherkapazität von Nachteil, da die Hochwasserkontrolle zu den primären Aufgaben des Cochitidammes zählt (vgl. Kapitel 3.2), welche nach der Verlandung des Stauraumes nicht mehr erfüllt wäre. Weitere Ziele des Projekts sind die Erhöhung des Natur- und Freizeitwertes, der die möglichen qualitativen Veränderungen der Umweltfaktoren entgegenwirken. Eine verminderte Wasserqualität beeinträchtigt z.B. das gesamte Ökosystem, so daß die Fischbestände zurückgehen und die Sportfischerei zum Erliegen kommt. Wegen der Lage des Stausees in der Nähe von Los Alamos gilt eine besondere Sorge der potentiellen Anhäufung von radioaktiven Nukliden aus Atomversuchen. Los Alamos, wo das *Manhattan Project* während des zweiten Weltkriegs durchgeführt wurde und das auch heute noch Zentrum der amerikanischen Atomforschung ist, liegt nur wenige Kilometer flußaufwärts des Cochitistausees. Die Abwässer dieser Gemeinde und des Los Alamos National Laboratory fließen über den Los Alamos Canyon in den Rio Grande. Der höchste Plutoniumeintrag in das natürliche System erfolgte zwischen 1945 und 1951, als Los Alamos noch keine Kläranlage besaß und die radioaktiv belasteten Abwässer ungeklärt in die Umwelt gelangten. Der Los Alamos Canyon, in den die unbehandelten Abwässer geleitet wurden, hat nur episodische Wasserführung, so daß der Transport von an Sediment gebundenem Plutonium 238, 239 und 240 nur während der Abflußphasen erfolgt. In den Jahren 1951, 1952, 1957 und 1968 war der Plutoniumeintrag in den Rio Grande aufgrund von Hochwasserereignissen im Los Alamos Canyon am höchsten. Plutonium bindet sich v.a. an Korngrößen der Ton- und Schluffraktion, die die Suspensionsfracht darstellen (Purtymun 1974, S. 4, Purtymun et al. 1987, S. 3). Das Cochitireservoir fungiert als Falle für die gesamte Sedimentfracht des Rio Grande, folglich wird auch das an die Suspensionsfracht gebundene

Plutonium angereichert. Die Plutoniumkonzentration im Stauseesediment beträgt 0,0134 pCi/g, der höchste Wert außerhalb des Geländes des Los Alamos National Laboratory, wo die Werte in der Suspensionsfracht kleiner Gerinne bis zu 20 pCi/g betragen können (Graf 1994, S. 108-139). Nicht zuletzt aufgrund der erhöhten Plutoniumbelastung des Sediments im Cochitistausee ist es von großem Interesse, wie sich die Flußmorphologie des Rio Grande in diesem Bereich seit den 40er Jahren verändert hat, so daß man anhand der bevorzugten Sedimentakkumulationsstellen nachvollziehen kann, wo auch die radioaktiven Isotope angereichert sein könnten, um dann an diesen Stellen gezielte Untersuchungen und Messungen durchführen zu können.

Die Sedimentakkumulation im Stausee hat auch Auswirkungen auf den Flußabschnitt oberhalb des Reservoirs, die in Tab. 2 zusammengestellt sind.

Tab. 2: Auswirkungen der Sedimentakkumulation auf den Flußabschnitt oberhalb des Staubeckens

Folgen der Sedimentation	*Sekundäre Folgewirkungen*
Aggradation im Hauptgerinne	Wasserverlust durch Versickerung im Schlick Änderungen der Gerinnemorphologie Aggradation der Tributären Geringerer Tiefgang der Fahrrinne
Erhöhter Wasserstand	Erhöhte Hochwassergefahr
Erhöhter Grundwasserspiegel	Umsiedlungsmaßnahmen Bodenvernäßung Bodenversalzung Beeinträchtigung von Bauwerken Entstehung von Sumpfland

(*Quelle*: verändert nach Hotchkiss 1995, S. 1190)

Da das Gebiet oberhalb des Stausees in einem tiefen Canyon liegt und somit unbebaut ist, sind weder Siedlungsgebiete noch Anbauflächen durch die Aggradation betroffen. Am westlichen Ufer grenzt allerdings der Nationalpark Bandelier National Monument direkt flußaufwärts des Stausees auf einer Länge von 6 mi (Meilen) an den Rio Grande an. Dieser Nationalpark, dessen Gelände 32.727 ac (Acres) umfaßt (Gottfried et al. 1995, S. 116), wurde 1916 v.a. wegen seiner großen Dichte von archäologischen Fundorten und Ruinen aus der prähistorischen Kultur der Anasazi gegründet. Gleichzeitig fungiert er auch als Naturschutzgebiet zur Erhaltung der natürlichen Ökosysteme. Die Schließung des Cochitidammes brachte die Gefahr mit sich, daß bei der Rückhaltung von Hochwasserabflüssen die ufernahen Flächen des Parks überschwemmt werden. Langanhaltende Hochwasserpegel zerstören sowohl die Flora als auch die archäologischen Funde. Darüber hinaus erleichert ein erhöhter Wasserstand den Zugang zum Park vom Boot aus, was möglicherweise eine Übernutzung des Naturschutzgebietes sowie Plünderungen der Ruinen mit

sich bringt (USACOE[4] 1974, S. 4/2). Bei absinkendem Seespiegel bleiben abgestorbene Vegetation, die teilweise von lakustrischen Sedimenten bedeckt ist, und Treibgutabfall zurück, der den Rand des ehemaligen Wasserstandes erkennen läßt (USACOE 1989, S. 72, Allen et al. 1993, S. 47). Auf den Deltasedimenten siedelt sich Auenvegetation an, und es entsteht ein Sumpflandhabitat, ein sog. *wetland*, das aufgrund seiner Artenvielfalt als ökologisch wertvoll erachtet wird. Die durch den Staudamm erhöhte lokale Erosionsbasis verändert nicht nur die Gerinnemorphologie des Hauptflusses, sondern beeinflußt auch die Gefällskurve der Tributären.

1.4 Stand der Forschung

Die Literatur, die sich mit dem Problem der Stauraumverlandung beschäftigt, ist zu umfangreich, um in ihrer Gesamtheit berücksichtigt zu werden, zumal sich das Gros der Veröffentlichungen mit ingenieurstechnischen Problemen und Berechnungen beschäftigt, die nicht Gegenstand dieser Arbeit sind. Um die Geschwindigkeit der Sedimentation im Cochitistausee in Relation zu setzen, werden einige Daten von anderen vergleichbaren Stauseen umrissen. Darüber hinaus werden kurz Deltaform und -genese in Staubecken aufgezeigt, die sich ebenfalls in einen Canyon hinein erstrecken. Schließlich wird auf Literatur verwiesen, die sich ausschließlich mit den Sedimentationsprozessen im Cochitireservoir beschäftigt.

1.4.1 Exemplarische Daten zur Stauraumverlandung

Das Abiquiu- und Elephant Butte-Reservoir werden mit dem Cochitistausee verglichen, da alle drei zu den größten Stauseen am Flußsystem des Rio Grande in New Mexico gehören (Tab. 3). Der Abiquiudamm staut den Rio Chama auf, einen Nebenfluß, der etwa 65 km flußaufwärts des Cochitidammes bei Chili in den Rio Grande mündet. Das Elephant Butte-Reservoir beginnt ca. 310 km flußabwärts des Cochitidammes am Rio Grande (USGS[5] 1985, Karte).

[4]Abkürzung für U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District.
[5]Abkürzung für U.S. Geological Survey.

Tab. 3: Ein Vergleich der Sedimentakkumulationsrate im Cochiti-, Abiquiu- und Elephant Butte-Reservoir

Reservoir	*Netto-einzugs-gebiet*	*Untersu-chungs-datum*	*Zeitinter-vall zwischen den Untersu-chungen*	*Speicherka-pazität*	*Durchschnittliche jährliche Sedimentakkumulation pro Quadratmeile des Netto-einzugsgebiets im angege-benen Zeitintervall*	
	(mi^2)		*(Jahre)*	*(ac-ft)*[1]	*(ac-ft)*	*(tons)*
Cochitistausee[3]	11.680	Apr. 1972	0	588.100[2]	--	--
		Apr. 1976	4	--	--	--
		Apr. 1978	2,08	586.477	0,017	110
		Okt. 1981	2,33	596.338	0,092	475
		Okt. 1986	5	593.013	0,087	67
		Juni 1991	4,66	589.159	0,088	150
Abiquiu-Reservoir[4]	2.047	Apr. 1963	--	579.039	--	--
		Okt. 1967	4,58	572.695	1,10	1.814
		Sep. 1972	4,92	570.700	0,32	242
		Aug. 1973	0,92	569.500	1,04	1.490
Elephant Butte-Reservoir[4]	25.866	Jan. 1915	--	2.634.800	--	--
		Dez. 1916	1,9	2.584.865	1,02	--
		Aug. 1920	3,7	2.498.850	0,899	--
		Aug. 1925	5	2.389.380	0,846	--
		Apr. 1935	9,7	2.270.300	0,475	621
		Okt. 1940	5,5	2.219.000	0,361	--
		Apr. 1947	6,5	2.197.600	0,127	182
		Feb. 1957	9,75	2.206.780	--	--
		Apr. 1969	12,2	2.137.219	0,220	357

[1]Ein Acre-foot, abgekürzt ac-ft, ist ein amerikanisches Hohlmaß, das ein Volumen mit einer Grundfläche von einem Acre und einer Höhe von einem Fuß (ft) umfaßt. (1 ac-ft = 43.560 ft^3)
[2]Eine Zunahme der Speicherkapazität zwischen 1978 und 1981 bei gleichzeitiger Sedimentakkumulation beruht einerseits auf der Entnahme von Erdmaterial zum Staudammbau nach der ersten Vermessung von 1972 und andererseits auf einer erneuten Vermessung und Aktualisierung der Speicherkapazität 1981 (Genaueres in Kapitel 6.1).
[3]*Quelle*: USACOE 1992
[4]*Quelle*: Dendy & Champion (1978)

Bezogen auf die Fläche des Einzugsgebietes wird im Cochitistausee verglichen mit den beiden anderen Staubecken am wenigsten Sediment akkumuliert. Mit einer Sedimentakkumulation von durchschnittlich weniger als 0,09 ac-ft/mi^2 (Acre-feet/Quadratmeile) pro Jahr liegt der Cochitistausee auch im Vergleich mit anderen amerikanischen Reservoiren am unteren Ende der Skala. Garde & Ranga Raju (1977, S. 315) beziffern die Sedimentationsrate für einen Querschnitt amerikanischer Stauseen mit einem Einzugsgebiet von 1,78 bis 279.500 mi^2 auf 0,05 bis 3,54 ac-ft/mi^2 pro Jahr. Weiterhin ist zu bedenken, daß das Abiquiureservoir, das am Rio Chama 32 mi stromaufwärts der Mündung dieses Nebenflusses in den Rio Grande liegt, die Sedimentfracht des Rio Chama, dem sedimentreichsten Nebenfluß des Rio Grande stromaufwärts von Cochiti, auffängt. Leider endet die Datenreihe für das Elephant Butte-Reservoir noch bevor der Cochitidamm in Betrieb genommen wurde, so daß hier nicht klar wird, wieviel des im Elephant Butte-Reservoir sedimentierten Materials vom Cochitidamm zurückgehalten wird. Einen Eindruck der Rückhalteleistung

geben die Daten der von der United States Geological Survey (USGS) gemessenen Suspensionsfracht unterhalb von Cochiti. Seit 1969 wird die Schwebstoffracht in Albuquerque, 46 mi stromabwärts des Cochitidammes, täglich gemessen. Bei dieser Meßstation hat sich die Suspensionsfracht von durchschnittlich 9.600 t (amerikanische Tonnen!) pro Tag vor dem Dammbau auf 3.400 t pro Tag nach der Inbetriebnahme verringert (USACOE 1982, S. 7). Das Sedimentationsproblem des Cochitistausees basiert weniger auf der Menge als vielmehr auf der Lage des Deltas in einem engen Canyon. Aufgrund der seitlichen Begrenzung durch steile Felswände lagert sich das Sediment primär vertikal in der Fließrinne des Rio Grande ab, so daß sich der Stauwasserbereich weit in den White Rock Canyon hinein erstreckt und die Morphologie des Rio Grande in Nachbarschaft zum Bandelier National Monument ändert.

1.4.2 Deltabildung in einem Canyonabschnitt - ein Vergleich

Die Sedimentationsprozesse und die räumliche Verteilung der Ablagerungen im Staubekken sind im einzelnen von der mittleren Korngröße und der prozentualen Korngrößenzusammensetzung in der Sedimentfracht, der Größe und Form des Staubeckens, des Betriebsmodus der Stauanlage und dem Verhältnis von abgelagertem Sedimentvolumen zum Speicherraumvolumen abhängig (Garde & Ranga Raju 1977, S. 320, Ferrari 1988, S. 31). Um die Deltabildung des Rio Grande im Cochitistausee, der sich in den White Rock Canyon hinein erstreckt, besser bewerten zu können, werden im folgenden Arbeiten zusammengefaßt, die sich mit der Sedimentakkumulation in Reservoiren im Südwesten der USA beschäftigen, deren Deltas sich ebenfalls in einem Canyon befinden. Es liegt eine Studie vom Powellstausee (Ferrari 1988) und vom Meadstausee (Rust 1982) vor. Aufgrund ihrer Größe, die das Volumen des Cochitireservoirs bei weitem übersteigt, und ihrer Bedeutung für die Wasserwirtschaft im Südwesten, wurden diese beiden Projekte bereits ausführlich untersucht.

Der Powellstausee hatte bei der Inbetriebnahme des Glen Canyon-Dammes 1963 eine Speicherkapazität von rund 24.000.000 ac-ft. Die durchschnittliche Sedimentationsrate zwischen 1963 und 1986 betrug 0,444 ac-ft/mi^2 pro Jahr. Der Powellstausee wird hauptsächlich von zwei großen Zuflüssen gespeist, nämlich dem Colorado und San Juan River. In beiden Flüssen hat sich ein Delta beim Eintritt des fließenden Wassers in den Stausee entwickelt. Bis 1986 waren 868.231 ac-ft des Speichervolumens durch Sedimentation verloren gegangen, wobei 54% des Kapazitätsverlusts im Arm des Colorado River auftraten, 32% im San Juan River und 14% in den anderen Tributären. Die beiden Deltas weisen morphologische Unterschiede auf. Das Delta im Colorado River (Abb. 11) beginnt 135 mi oberhalb des Staudamms bei einer Höhe von 3.400 ft (Fuß) üNN. Die durchschnittliche Sedimentmächtigkeit zwischen Meile 154 und 182 betrug 1986 127 ft. Die Bruchlinie zwischen *topset* und *foreset beds* liegt bei 3.670 ft, und das Gefälle verflacht stromaufwärts. Diese Bruchlinie liegt normalerweise bei der Höhe des durchschnittlichen Wasser-

standes des Sees, welcher allerdings seit 1980 bei etwa 3.685 ft lag. Die Diskrepanz ist durch die Lage des Deltas in einem engen Canyon begründet, so daß die Strömungsgeschwindigkeit des Colorado beim Eintritt in den Stauwasserkörper noch hoch ist und das mitgeführte Sediment weiter stromabwärts transportiert wird. Abb. 11 stellt die Höhe des Flußbettes über NN vor dem Bau des Glen Canyon-Dammes der Höhe des Beckengrundes im Arm des Colorado 1986 gegenüber. Der Großteil der Aggradation erfolgte im bereits beschriebenen Deltabereich oberhalb von Meile 135. Die Sedimentakkumulation nahe des Dammes wurde einerseits während der Bauphase 1959 bis 1963 hinter dem provisorischen Damm abgelagert, andererseits sind es Feinsedimente, die seit der Inbetriebnahme des Glen Canyon-Dammes in diese tiefen Lagen transportiert wurden.

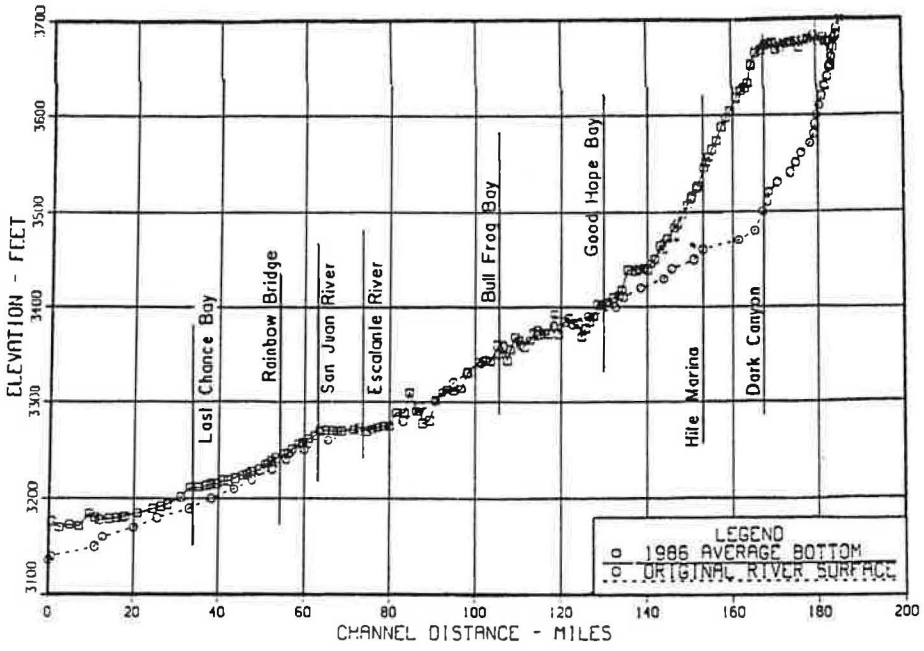


Abb. 11: Längsschnitt durch das Delta des Powellstausees im Arm des Colorado River (*Quelle*: Ferrari 1988, S. 30)

Das Längsprofil des San Juan River (Abb. 12) erstreckt sich vom Zusammenfluß des Colorado und San Juan flußaufwärts. Die Sedimentmächtigkeit steigt im Arm des San Juan langsam flußaufwärts an und beträgt am oberen Ende durchschnittlich 56 ft. Die Bruchlinie zwischen flachlagernden *topset beds* und einfallenden *foreset beds* liegt bei einer Höhe von 3.690 ft üNN. Die 20 ft Unterschied zum Coloradodelta resultieren aus der Morphologie des San Juan an dieser Stelle. Der Flußarm verbreitert sich am oberen Ende des Deltas und bildet eine weite Bucht, so daß die Fließgeschwindigkeit abnimmt. Darüber hinaus hat der San Juan eine höhere Sedimentkonzentration als der Colorado. Da sich die Sedimentfracht sowohl im Arm des Colorado als auch im San Juan hauptsächlich am oberen Ende des Deltas ablagert, ist in diesem Bereich die Speicher-

kapazität für Sediment fast erschöpft. Sinkt der Wasserstand, dann schneiden sich Rinnen v.a. am obersten Ende der Deltas in die horizontal lagernde Sedimentschichten ein (Ferrari 1988, S. 25-32).

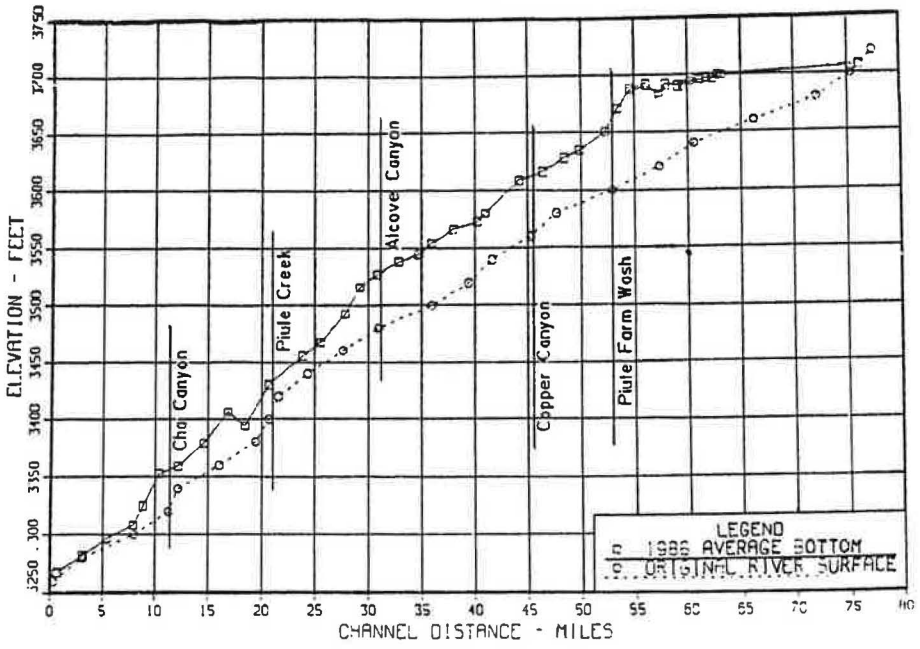


Abb. 12: Längsschnitt durch das Delta des Powellstausees im Arm des San Juan River (*Quelle*: Ferrari 1988, S. 31)

Die Schließung des Hooverdammes 1936 staute den Colorado River zum Meadstausee auf. Abb. 13 zeigt die Ausbildung des Coloradodeltas im Meadstausee. Anders als im Powellstausee, wo nur der Ausgangszustand vor der Aufstauung und der Sedimentationsstand von 1986 aufgezeichnet wurden, wurde beim Meadstausee zwischen 1935 und 1948 eine weitere Vermessung des Akkumulationskörpers im Jahre 1940 durchgeführt, so daß sich die Art und Weise der Aggradation besser nachvollziehen läßt. Das Delta ist in seiner Form mit dem Delta des Colorado im Powellstausee vergleichbar. Flache *topset beds* fallen abrupt ab und bilden die *foreset beds*. Auf dem Seegrund verdünnen sich die Sedimente und gewinnen zum Damm hin wieder an Mächtigkeit, was im Auftreten von Trübeströmen begründet liegt. Das Delta wuchs zwischen 1940 und 1948 kontinuierlich in Richtung des Dammes, wobei sich die *topset beds* weiterhin horizontal und parallel zur Seeoberfläche ausbildeten (Rust 1982, S. 64 f).

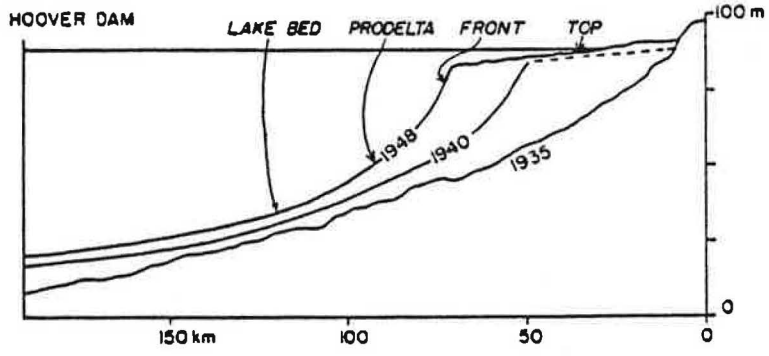


Abb. 13: Längsschnitt durch das vereinfachte Delta des Meadstausees
(*Quelle*: Rust 1982, S. 64)

1.4.3 Literatur zur Sedimentakkumulation im Cochitistausee

Bisher gibt es keine Veröffentlichungen zu den Aggradationsprozessen oberhalb des Cochitidammes. Studien zur Sedimentakkumulation, die jedoch unveröffentlicht sind, wurden von den Betreibern des Staudammes, dem United States Army Corps of Engineers, Albuquerque District, abgekürzt USACOE, durchgeführt. Diese wurden nach der Schließung des Staudammes 1973 in den Jahren 1976, 1978, 1981, 1986 und 1991 ausgeführt, wobei an festgelegten Profillinien Sonaraufnahmen des Seegrundes und Vermessungen im Uferbereich gemacht wurden, so daß daraus die Sedimentakkumulation im Cochitistausee berechnet werden kann. 1978, 1986 und 1991 wurden Sedimentproben am Seegrund gezogen und deren Korngrößenzusammensetzung bestimmt. Die genaueren Methoden und Ergebnisse dieser Berichte werden in einem späteren Kapitel zusammengefaßt und schließlich mit den Resultaten der eigenen empirischen Untersuchungen korreliert.

2 CHARAKTERISTIKA DES EINZUGSGEBIETES OBERHALB DES COCHITIDAMMES

Der Rio Grande hat eine gesamte Lauflänge von mehr als 1.900 mi (3.050 km) von seiner Quelle in Südwestcolorado bis zu seiner Mündung in den Golf von Mexiko und ein Einzugsgebiet von ca. 246.000 mi^2 (Belcher 1975, S.9). Somit ist er nach dem Colorado der zweitgrößte Fluß im Südwesten der USA. In diesem Kapitel wird allerdings nur das Entwässerungsgebiet oberhalb des Cochitidammes, der im nördlichen Teil von New Mexico liegt, betrachtet, d.h. eine Fläche von 11.680 mi^2. Abfluß und Sedimentfracht des Rio Grande sind abhängig von Relief, Geologie, Klima, Vegetation und Böden im Einzugsgebiet, wobei diese Faktoren voneinander abhängig sind und sich gegenseitig beeinflussen, mit Ausnahme der Geologie, die als unabhängige Variable gilt und durch nichts determiniert ist, aber alle anderen Faktoren beeinflußt. Geologie und Klima bestimmen Vegetation, Bodenbildung und Form des Flußnetzes. Vegetation und Bodenbildung stehen in einem gegenseitigen Rückkopplungsverhältnis. Die Vegetation beeinflußt weiterhin Oberflächenabfluß, Erosion und Sedimentangebot, das als potentielle Sedimentfracht der Flüsse zur Verfügung steht (Schumm 1977, S. 18-36, Bullard & Wells 1992, S. 2 f). Weiterhin ist der Einfluß des anthropogenen Faktors auf die Vegetation zu berücksichtigen, die durch den wirtschaftenden Menschen in ihrem Bestand verändert wird (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 107). Im folgenden werden die wichtigsten geographischen Charakteristika des Einzugsgebietes dargestellt, die Abfluß und Sedimentfracht des Rio Grande beeinflussen, die schließlich ihrerseits die Flußmorphologie im Untersuchungsgebiet prägen.

2.1 Physiographie und Topographie

Das hier betrachtete nördliche Einzugsgebiet des Rio Grande liegt in der Southern Rocky Mountain Province, eine der physiographischen Einheiten im Südwesten der USA (USACOE 1989, S. 16). Die östliche Begrenzung des Einzugsgebietes bildet die Sangre de Cristo Range mit dem höchsten Berg in New Mexico, dem Wheeler Peak mit einer Höhe von 13.161 ft üNN (Abb. 14). Im Westen ist das Entwässerungsgebiet von der kontinentalen Wasserscheide begrenzt, die entlang der Rocky Mountains und San Juan Mountains in Colorado und entlang der Jemez Mountains in New Mexico verläuft (Bullard & Wells 1992, S. 4). Das Relief des Einzugsgebietes oberhalb des Cochitidammes variiert zwischen 5.250 ft bis mehr als 14.000 ft üNN. Das Hochgebirge ist von engen Gebirgstälern und breiten intramontanen Becken durchzogen, die zwischen 6.000 und 8.000 ft üNN liegen (Allen Cartography of Medford 1988, Karte). Die südlicheren

Plateaus mittlerer Höhenlage sind von tiefen Canyons zerschnitten (USDA[6], Soil Conservation Service 1980, Karte).

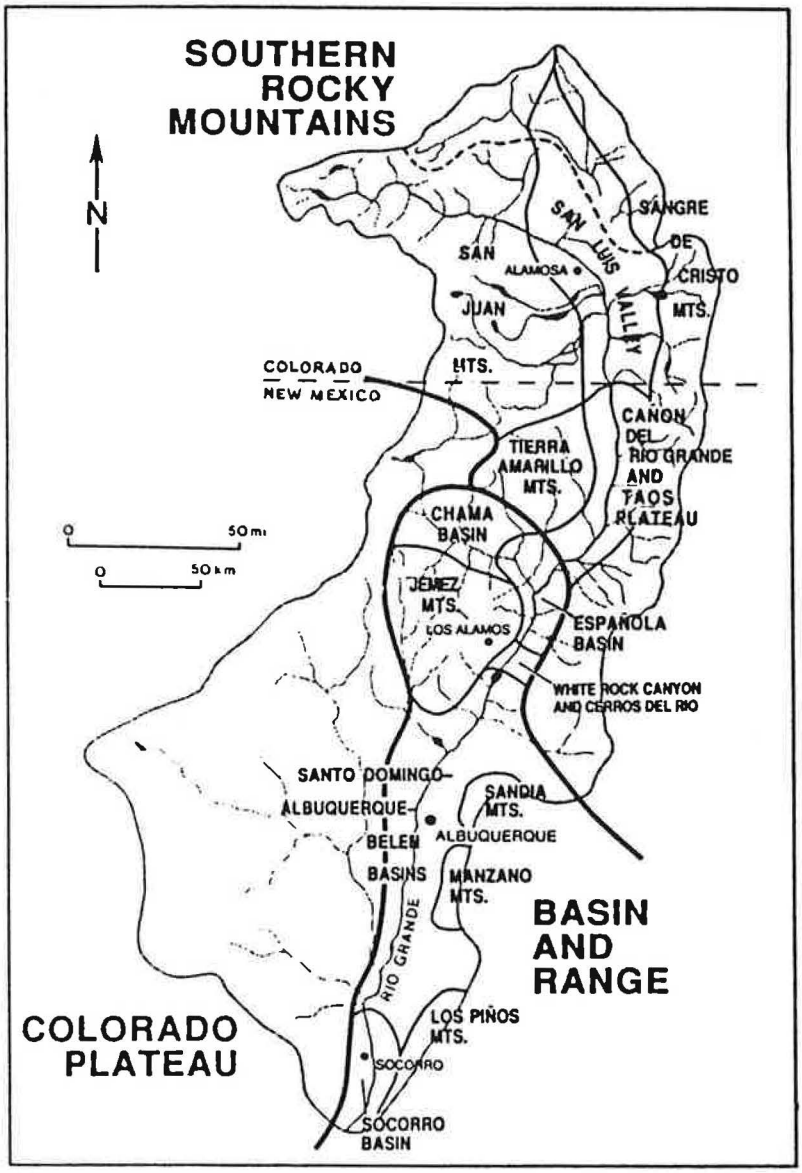


Abb. 14: Die physiographischen Einheiten im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande (*Quelle*: Graf 1994, S. 37)

[6]Abkürzung für U.S. Department of Agriculture.

Der Rio Grande entspringt beim Stoney Pass in den San Juan Mountains in Südwestcolorado als Schmelzwasserrinnsal in einer Höhe von etwa 12.500 ft üNN (Belcher 1975, S. 13) (Abb. 15). Das Gefälle des Flusses beträgt im Gebirge bis einige hundert Fuß pro Meile (USACOE 1996, S. 4/1). Durch den Zufluß aus Tributären nimmt die Wasserführung des Rio Grande schnell zu, dessen geringe Sedimentmengen in diesem Abschnitt aus grobkörnigem Sand bis Blöcken bestehen (Belcher 1975, S. 13). Beim Eintritt in das intramontane San Luis Valley nimmt das Gefälle abrupt auf 3 ft/mi (0,56 m/km) (USACOE 1989, S. 18) ab, so daß der Fluß gröberes Material zu einem Schwemmfächer aufschüttet, bis seine Geschiebefracht nur mehr Korngrößen von feinem Sand bis Kies umfaßt (Belcher 1975, S. 13). Der Rio Grande ist in diesem Becken ein mäandrierender Fluß (Bullard & Wells 1992, S. 11). Bei Alamosa ändert der Rio Grande seine bislang östliche Fließrichtung nach Süden und erreicht nach 182 Flußmeilen in Colorado die Grenze zu New Mexico. Etwa 25 mi flußaufwärts der Ländergrenze tritt der Fluß bei Alamosa in den Rio Grande Gorge ein, ein enger Canyon mit einer Länge von 95 mi (USACOE 1996, S. 4/1). Diese Schlucht schneidet sich 200 bis 1000 ft tief in das von Quartärvulkanismus geprägte Taos Plateau in New Mexico ein (Belcher 1975, S. 14). Das Gefälle beträgt in diesem Abschnitt 12 bis 150 ft/mi (2,25-28 m/km) (USACOE 1996, S. 4/1), und in diesem Abschnitt hat der Fluß einen gestreckten bis mäandrierenden Grundriß, was am Oberlauf des Rio Grande generell für die Gerinnegeometrie in den Schluchten zutrifft (Bullard & Wells 1992, S. 11). Der Rio Grande tritt bei Velarde aus dem Canyon aus und durchfließt dann das 30 mi lange Española Valley, wo der Rio Chama wenig oberhalb von Española in den Rio Grande mündet (USACOE 1996, S. 4/1). Am Ende dieses Weittales fließt der Rio Grande in den White Rock Canyon, der auf einer Länge von 25 mi das Pajarito Plateau durchschneidet (USACOE 1989, S. 17). Zwischen dem Cochitidamm, am unteren Ausgang des White Rock Canyon gelegen, und Velarde beträgt das Gefälle nur mehr 10 ft/mi (1,9 m/km) (USACOE 1996, S. 4/1). Der Cochitidamm befindet sich am Übergang zwischen dem White Rock Canyon und dem Middle Rio Grande Valley, in dem Albuquerque, die Hauptstadt von New Mexico, liegt. Hier endet auch die Southern Rocky Mountain Province, und es beginnt die Basin and Range Province, die sich nach Süden bis Mexiko erstreckt und die der Rio Grande von da ab durchfließt (USACOE 1989, S. 17 f).

Die wichtigsten Tributären des Rio Grande in Colorado sind Alamosa Creek, La Jara Creek und Conejos River (USACOE 1996, S. 4/1). Die vorrangigen Nebenflüsse in New Mexico sind von der Grenze zwischen Colorado und New Mexico flußabwärts bis zum Cochitidamm die Flüsse Red River, Rio Hondo, Rio Taos, Embudo Creek, Rio Chama, Santa Cruz River und Santa Fe River. Alle diese Flüsse sind perennierend, d.h. sie führen ganzjährig Wasser, mit Ausnahme des Santa Fe River, der intermittierend ist und nur zeitweise Wasser führt (USACOE 1974, S. II/2).

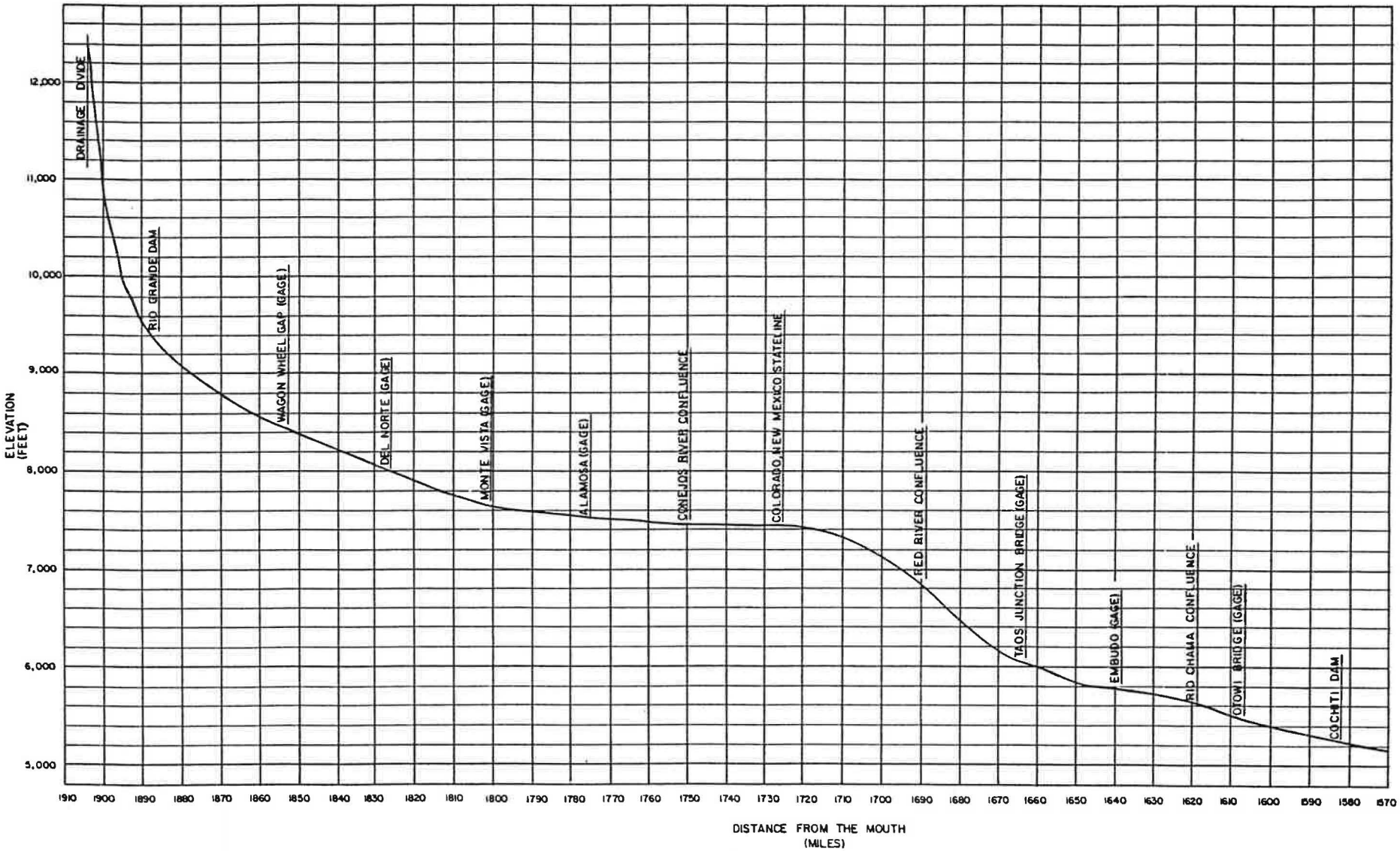


Abb. 15: Längsprofil des Rio Grande von seiner Quelle bis zum Cochitidamm
(*Quelle*: USACOE 1996, Plate 4/1)

2.2 Geologie und Sedimentliefergebiete

Der Rio Grande besteht in seiner rezenten Verlaufsform erst seit dem Pleistozän (Belcher 1975, S. 13, Heiken et al. 1996, S.56). Zwischen dem San Luis Valley in Colorado und El Paso in Texas fließt der Rio Grande in New Mexico auf einer Länge von ca. 450 mi in einer Grabensenke, der Rio Grande Depression, auch als Rio Grande Rift bezeichnet (Kelley 1952, S. 93, Baltz 1978, S. 211). Dies ist eine Reihe tektonischer Becken entlang paralleler, nord-süd-verlaufender Störungen in der kontinentalen Kruste. Der Rio Grande Rift trennt das seismisch aktive Colorado Plateau im Westen vom tektonisch stabilen Kern, der Great Plains Province, im Osten. Die Kruste ist im Bereich des Rio Grande Rift nur 35 km dick (Self et al. 1996, S. 8). Im nördlichen New Mexico setzte die Grabenbildung (Rifting) aufgrund von Dehnungstektonik vor ca. 30 Mio. Jahren im späten Oligozän ein (Baldridge et al. 1984-a, S. 6, Stone et al. 1991, S. 17, Eaton 1983, S. 320, Burton 1982, S. 20). Die Rio Grande Depression, im Osten und Westen von Gebirgsketten flankiert, besteht aus einer Reihe von nacheinander angeordneten Becken, die durch topographische Rücken bzw. Verwerfungen voneinander getrennt sind. Die Becken waren einst nicht durch ein Entwässerungssystem miteinander verbunden, sondern jedes war mit einem ephemerischen See gefüllt (Bullard & Wells 1992, S. 6). Erst durch die Entstehung von Überlaufdurchbruchstälern, welche die Rücken in Form von Canyons zu durchschneiden begannen, etablierte sich das Entwässerungssystem des Rio Grande im Pliozän (Baltz 1978, S. 211, Gile et al. 1981, S. 48, Heiken et al. 1996, S. 56), das die Becken über Canyons miteinander verbindet und entwässert. Der White Rock Canyon ist ein Beispiel für diese Art der Genese (USACOE 1996, S. 4/2 f).

Im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande findet man die gesamte Gesteinspalette von Sedimentgesteinen bis hin zu Magmatiten und Metamorphiten vor, die in ihrer Zusammenstellung von präkambrischen Graniten bis zu quartärem Alluvium reichen. Im folgenden wird ein Überblick über die an der Oberfläche anstehenden Gesteine im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande gegeben, die folglich der Erosion ausgesetzt sind (vgl. Abb. 16).

Die San Juan Mountains, wo das Quellgebiet des Rio Grande liegt, bestehen hauptsächlich aus tertiärem vulkanischen Gestein. Verschiedene Eruptionsserien führten zur Nachbarschaft von Basalt, Latit, Rhyolit, vulkanischer Asche, Brekzien und Tuffgestein, die erhebliche Altersunterschiede von bis zu 60 Mio. Jahren aufweisen (Kelley 1957, S. 154-162). Die Vergletscherung im Pleistozän änderte die Oberflächengestalt, indem sie glaziale Erosionsformen entstehen ließ (Mather 1957, S. 105-108, Anderholm et al. 1995, S. 5). Das Sediment aus rezenter Verwitterung und Erosion ist abhängig vom Ausgangsgestein: Basalt verwittert zu großen Blöcken, die von den Flüssen nur über kurze Distanzen transportiert werden können, während die vulkanischen Aschen durch schnelle Erosion an den steilen Hängen zu Feinmaterial zerfallen (Graf 1994, S. 38).

In den Sangre de Cristo Mountains stehen präkambrische Gneiße und Granite, deformierte Sedimentgesteine aus dem Oberkarbon (= *Pennsylvanian* in Nordamerika), Perm und Mesozoikum

sowie tertiäre Vulkanite an. Im Zuge des spättertiären Rifting wurden die Sangre de Cristo als Bruchscholle zeitgleich mit dem beginnenden Absinken der Rio Grande Depression (Graben) ein letztes Mal in der langen Gebirgsbildungsphase herausgehoben (Clark 1966, S. 56-65). An den steilen Westflanken, die zum Rio Grande hin entwässern, findet man v.a. kristallines Gestein an der Oberfläche, das sehr erosionsbeständig ist, so daß die Sangre de Cristo Range nur wenig Sediment liefert (Graf 1994, S. 40).

Seit dem Absenken der Rio Grande Depression wurde das San Luis Valley in Colorado (das auch als Alamosa Basin bezeichnet wird) mit den Erosionsprodukten der umliegenden, sich heraushebenden San Juan und Sangre de Cristo Mountains verfüllt. Die Sedimente erreichen eine Tiefe von bis zu 9.000 ft und werden als Alamosa Formation benannt. Das Ablagerungsmilieu variierte zwischen fluvial, alluvial und lakustrisch, so daß die Korngrößen von Ton bis Kies reichen (USACOE 1996, S. 4/6). Auch heute fungiert das Becken noch als Sedimentfalle. Da das Gefälle des Rio Grande in diesem Abschnitt nur sehr gering ist, aggradiert der Fluß und transportiert folglich die Sedimentfracht aus dem Hochgebirge nicht über dieses Becken hinaus.

Südlich schließt sich das Taos Plateau an, das der Fluß im Rio Grande Gorge durchschneidet. Taos Plateau und San Luis Valley sind geomorphologische Einheiten des San Luis Basin, das eines der tektonischen Senken des Rio Grande Rift darstellt (Lambert 1966, S. 48). Die Stratigraphie des Taos Plateaus zeigt, daß hier seit dem Tertiär größere tektonische Instabilität als im San Luis Valley herrschte. Dies drückt sich in der Genese des Taos Plateau Volcanic Field und in Verwerfungen und Faltungen der Sedimentgesteine aus, die sich in komplexer Wechsellagerung mit den Basalten des Volcanic Field befinden. Das Plateau erstreckt sich von den San Juan Mountains im Westen zu den Sangre de Cristo im Osten. Aufgrund der geringen Reliefenergie auf der Plateaufläche ist die Oberflächenerosion relativ gering. Obwohl bei Verwitterung der Felswände in der Schlucht des Rio Grande die Basalte große Blöcke und die Sedimentschichten eine feinere Sandfraktion liefern, ist das Taos Plateau kein Gebiet mit großer Sedimentproduktion (Lambert 1966, S. 43-50, Dungan et al. 1984, S. 157-170).

Nach Süden schließt sich das Española Basin an, ein weiterer Graben im System der Rio Grande Depression. Im Osten begrenzen die Südausläufer der Sangre de Cristo Mountains den Graben, im Westen die Jemez Mountains, die vor 13 Mio. Jahren durch Vulkanismus entstanden sind, und der bis ins jüngste Quartär aktiv war und die Landschaft prägte (Self et al. 1996, S. 7, Burton 1982, S. 11). Diese Gebirge lieferten im Tertiär (Baltz 1978, S. 214 ff) die terrestrischen und vulkanischen Sedimente, die sich im Graben ablagerten (Manley 1978, S. 201 f). Ihre Korngröße reicht von feinen Tonpartikeln bis zu groben Fanglomeraten. Die diagenetisch verfestigten, grabenfüllenden Sedimente werden als Santa Fe Group bezeichnet (Kelley 1952, S. 94), die Sandstein, Siltstein, und Konglomerat unterschiedlicher Verbackungsgrade aufweist (Wilkins 1984, S. 598). Seit 3 Mio. Jahren stehen die geologischen Prozesse der Erosion und Sedimentation in einem Wechselspiel, so daß Pedimente, Terrassen und Badlands entstanden sind, die nun die

landschaftsprägenden Oberflächenformen sind. Im Española Basin ist die Erosion auch heute noch der vorherrschende geomorphologische Prozeß, so daß hier beträchtliche Mengen der Sedimentfracht in den Rio Grande oberhalb des Cochitidammes eingebracht werden (Dethier & Demsey 1984, S. 227, Kelley 1979, S. 281-288). Das Einzugsgebiet des Rio Grande oberhalb der Mündung des Rio Chama produziert etwa 0,04 ac-ft/mi^2 pro Jahr an Sediment (USACOE 1979, S. 4). Da der Rio Chama bei Española in den Rio Grande mündet, findet man quartäre Schotter in großer Mächtigkeit vor (Hunt 1978, Karte), die aus Sand und Kies bestehen (Wilkins 1984, S. 600). Unterhalb des Abiquiudammes, der 32 mi flußaufwärts vom Zusammenfluß des Rio Chama mit dem Rio Grande liegt, entwässert der Rio Chama einen besonders erosionsanfälligen Teil des Española Basin mit Sedimentgesteinen der Santa Fe Group (Budding et al. 1960, S. 78 ff, USDA, Soil Conservation Service 1986, Karte), so daß der Unterlauf des Rio Chama 40% der durchschnittlich 1.800 ac-ft an Sedimentmenge liefert, die jährlich in den Cochitistausee fließt (USACOE 1996, S. 4/7, Lagasse 1981, S. 29). Der Rio Chama ist auf seiner gesamten Lauflänge durch Talsperren reguliert, in deren Stauseen ein Großteil der Sedimentfracht des Flusses zurückgehalten wird. Deshalb erreicht nur ein geringer Teil der Sedimentfracht, die der Rio Chama auf seinem Weg durch die südlichen San Juan Mountains und das Chama Basin, am östlichen Rand des Colorado Plateaus gelegen, aufnimmt, den Rio Grande. Der Abiquiudamm ist der letzte Staudamm vor dem Zusammenfluß mit dem Rio Grande. Die Verlandungsrate des Abiquiureservoir, d.h. die Kapazität eines Reservoirs Sediment zurückzuhalten, wurde für die ersten zehn Jahre auf 66% berechnet. Wenn das Abiquiureservoir nicht in Betrieb wäre, würden der Rio Chama weitere 1.400 ac-ft jährlich in den Rio Grande speisen (USACOE 1979, S. 5).

Im Süden schließt sich der White Rock Canyon an, der von den meisten Autoren noch zur tektonischen Einheit des Española Basin gezählt wird. Die Geologie des White Rock Canyon wird in Kapitel 4.2 genauer dargestellt, da sich am unteren Ausgang dieser Schlucht der Cochitidamm und sein Stausee befinden.

In Abb. 16 sind die Gebiete im nördlichen Entwässerungsgebiet des Rio Grande hervorgehoben, die sehr leicht erodierbares Gestein an der Oberfläche aufweisen. Kretazische, tertiäre und quartäre Sedimentgesteine sind die ergiebigsten Sedimentquellen (USACOE 1974, S. 2/3). Vergleicht man diese Karte mit dem Gefälle des Rio Grande (Abb. 15), so erweist sich, wie bereits erwähnt, das Española Basin als Hauptliefergebiet von Sediment oberhalb des Cochitidammes. Im San Luis Valley, wo auch noch sehr erosionsanfälliges Sedimentgestein ansteht, hat der Fluß jedoch ein sehr geringes Gefälle von weniger als 3 ft/mi, so daß er aggradiert. Das gesamte Einzugsgebiet des Rio Grande oberhalb des Cochitidammes liefert eine Sedimentmenge von 0,09 bis 0,12 ac-ft/mi^2 pro Jahr (USACOE 1979, S. 20).

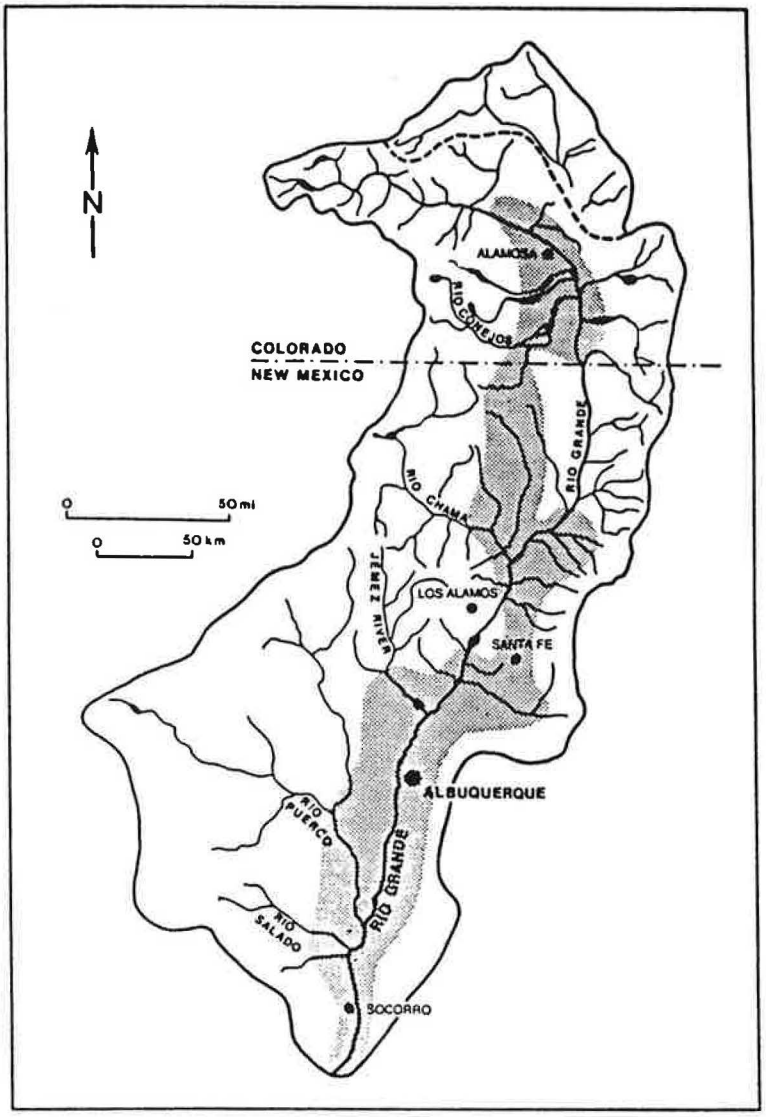


Abb. 16: Die Verteilung sehr erosionsanfälligen Gesteins an der Oberfläche im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande
(*Quelle*: Graf 1994, S. 39)

2.3 Klima

Das Klima im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande oberhalb des Cochitidammes wird im Diercke Weltatlas (1991, S. 220/221) als semiarides, kontinentales, warmgemäßigtes Mittelbreitenklima mit Übergang zum Subtropenklima klassifiziert. Diese Einteilung vernachlässigt allerdings die zahlreichen vertikalen Klimastufen infolge der großen Reliefenergie, so daß die Palette von warmen, semiariden bis zu humiden, gemäßigten und alpinen Klimaten kontinentaler Ausprägung reicht (Bullard & Wells 1992, S. 6, Graf 1994, S. 43, USACOE 1974, S. 2/3). Es soll an dieser Stelle jedoch nicht näher auf eine Beschreibung der einzelnen Klimastufen eingegangen werden, da deren Kenntnis nicht explizit dazu beiträgt, die Wasserüberschuß- und Wassermangelgebiete zu identifizieren. Es ist wichtig, diese zu lokalisieren, um das Abflußregime des nördlichen Rio Grande schließlich zu erklären. Folglich beschränkt sich dieses Kapitel darauf, die Werte der wichtigsten Klimaelemente und ihre räumliche Variabilität darzustellen.

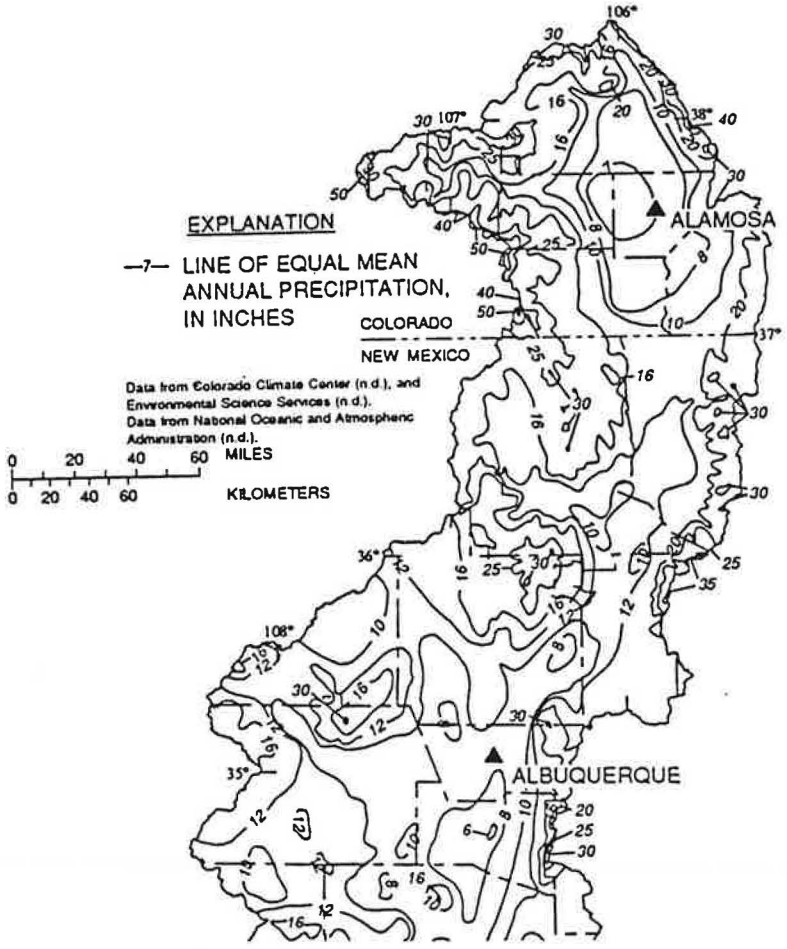


Abb. 17: Durchschnittlicher jährlicher Niederschlag im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande (Meßzeitraum: Colorado 1951-1980, New Mexico 1931-1960)
(*Quelle*: Ellis et al. 1993, S. 619)

Der Niederschlag variiert mit der topographischen und orographischen Lage im Einzugsgebiet des Rio Grande und in seiner jahreszeitlichen Verteilung. Generell läßt sich eine Zunahme der Niederschläge mit zunehmender Höhen- und Breitenlage feststellen (Abb. 17). Der durchschnittliche jährliche Niederschlag reicht von über 50 in (inches) (1.270 mm) in den Hochlagen der San Juan Mountains bis zu Minimalwerten von 7 in (180 mm) im San Luis Valley, im Regenschatten der Berge gelegen. Diese hohe Variabilität tritt auf einer Strecke von nur 75 mi (120 km) Luftlinie auf. Werte über 30 in (760 mm) werden in den Sangre de Cristo Mountains und den Jemez Mountains erreicht, während der Jahresniederschlag in den Becken der Rio Grande Depression kaum über 10 in (255 mm) (Española Valley) steigt (Ellis et al. 1993, S. 619, Williams 1986, S. 42 f). Die Hochgebirge im nördlichen Einzugsgebiet sind die wichtigsten Abflußquellen für den Rio Grande in New Mexico, da die Niederschläge gen Süden generell abnehmen (Stockwell 1957, S. 3).

Die Niederschlagsverteilung im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande ist bimodal mit zwei Maxima im Jahr. In den Bergen fällt der meiste Niederschlag im Winter in Form von Schnee, der jährliche Durchschnittswerte von bis zu 289 in (7.335 mm) in Cumbres, Colorado, in den San Juan Mountains erreicht (USACOE 1974, S. 2/3, USACOE 1996, S. 4/9). In den Hochgebirgen macht der Schneefall 30-75% der jährlichen Niederschlagssumme aus, während in den südlicheren Tieflagen die Winter trocken sind (Bullard & Wells 1992, S. 6). Die Schmelzwässer dieser Schneemassen lassen den Rio Grande im späten Frühjahr im Oberlauf seine jährlichen Abflußspitzen erreichen. In tieferen Lagen und weiter südlich fallen mehr als die Hälfte der Jahresniederschläge in den Sommermonaten von Juli bis September, wobei der August die meisten Niederschläge bringt (USACOE 1996, S. 4/8). Der Niederschlagsgang mit zwei Maxima beruht auf der Orographie und dem komplexen Wechselspiel großräumlicher Luftmassen der planetarischen Zirkulation. Feuchte Luftmassen kommen im nördlichen New Mexico vom Pazifischen Ozean 800 mi (1.290 km) westlich und vom Golf von Mexiko 800 mi (1.290 km) südöstlich. Der Jetstream der Westwindzone bringt im Winter Feuchtigkeit aus dem Nordpazifik in Form von Niederschlägen, die an das Geschehen im Bereich der durchziehenden Fronten gebunden sind (Anderson 1961, S. 63, Bullard & Wells 1992, S. 8). Die Zyklonen der Westwindzone leiten bisweilen aber auch kalte, trockenere arktische Luft aus dem Norden nach New Mexico (Bowen 1992, S. 3). Im Sommer wandert die Westwindzone weiter nach Norden, und es bildet sich ein Hochdruckgebiet, das Bermudahoch, über den östlichen Vereinigten Staaten bzw. dem Westatlantik aus. Gleichzeitig befindet sich ein Hitzetief über den Rocky Mountains. Diese Konstellation führt feuchte, tropische Luftmassen aus dem Golf von Mexiko nach New Mexico, was monsunale Verhältnisse mit konvektiven Niederschlägen bewirkt, welche durch den orographischen Effekt in Form von Steigungsregen verstärkt werden (Stone et al. 1991, S. 18, Bowen 1992, S.3). Die konvektiven Gewitterregen sind nur von kurzer Dauer und lokalem Ausmaß, führen aber aufgrund ihrer Heftigkeit oft zu Flashfloods (eine Sturzflut mit kurzzeitigem, aber intensivem Abfluß) in den

ansonsten trockenen Arroyos der Mesalandschaft. Die meisten gewaltigen Hochwasser infolge ausgedehnter Niederschläge treten allerdings in der Übergangsphase zwischen Frühjahr und Sommer und zwischen Sommer und Herbst auf. Aufgrund der gleichzeitigen Wirkung des winterlichen polaren Tiefdruckgebietes und des sommerlichen Bermudahochs treffen sich Kaltfronten und tropische Luft aus dem Golf von Mexiko in New Mexico, was lange, intensive Regenfälle bewirken kann. Die niederschlagsbedingten Hochwasser treffen im Frühsommer mit der Schneeschmelze zusammen, so daß Rekordabflüsse der Flüsse möglich sind. Gelegentlich können auch Hurrikane über dem Golf von Mexiko oder im Pazifik vor der Westküste Mexikos feuchte Luft bis nach Nord-New Mexico bringen (Bullard & Wells 1992, S. 7 f). Die vorherrschende Windrichtung ist Südost, aber im Frühjahr wehen starke, nahezu kontinuierliche Winde aus dem Südwesten (Bullard & Wells 1992, S. 7, USACOE 1974, S. 2/4).

Aufgrund der großen orographischen Unterschiede im nördlichen Entwässerungsgebiet des Rio Grande variieren die Temperaturen entsprechend. Die durchschnittliche, maximale Julitemperatur beträgt etwa 50°F (Grad Fahrenheit) (10°C) auf den Berggipfeln (Dick-Peddie 1993, S. 47) und mehr als 95°F (35°C) in den Beckenlagen (Williams 1986, S. 38, USACOE 1996, S. 4/7). Somit liegen auch die durchschnittlichen Sommertemperaturen in den Bergen 10°F (5°C) oder mehr unter den Durchschnittstemperaturen in den Senken (Bullard & Wells 1992, S. 7). Die durchschnittlichen Tiefsttemperaturen betragen in Los Alamos -4°F (-20°C) und in Eagle Nest, in einem Hochtal in den Sangre de Cristo Mountains, -29°F (-34°C) (Williams 1986, S. 38). Die jährliche durchschnittliche Temperaturspanne zwischen dem wärmsten Monat (Juli) und dem kältestem (Januar) liegt im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande bei ca. 40°F (22°C) (Bowen 1992, S. 8, Ellis et al. 1993, S. 620). Die Tagesschwankungen der Temperatur liegen oft über 40°F (22°C) zwischen der wärmsten Tages- und der kältesten Nachttemperatur und erreichen sogar 70°F (49°C) bei Collins Ranch im Winter (USACOE 1996, S. 4/8, Bowen 1992, S. 9). Die Schwankungsbreite zwischen den absoluten, gemessenen Minimal- und Maximalwerten ist enorm: Sie reicht z.B. in Red River, 2.644 m üNN in den Sangre de Cristo Mountains, von 92°F (33°C) bis -40°F (-40°C) , in Los Alamos auf dem Pajarito Plateau (2.259 m üNN) von 95°F (35°C) bis -18°F (-28°C) und in Española am Rio Grande sogar von 103°F (39°C) bis -38°F (-39°C) (Williams 1986, S. 38). Vergleicht man die Minimalwerte von Española und Los Alamos, so wird die Auswirkung von Kaltluftseen in den Tälern deutlich. Die Vegetationsperiode ist ebenso wie die Temperatur von der Orographie und Breitenlage determiniert und hat folglich eine große Variationsbreite. In den Hochgebirgen beträgt sie nur 30 Tage (USACOE 1974, S. 2/4, USDA, Soil Conservation Service 1980, Karte), während sie im San Luis Basin an der Grenze zwischen Colorado und New Mexico bereits drei Monate umfaßt (Stone et al. 1991, S. 18), und schließlich im Española Basin von Mai bis Oktober dauert (Bowen 1992, S. 8, Bullard & Wells 1992, S. 7).

Die relative Luftfeuchte beträgt im Jahresdurchschnitt in den Becken ca. 43%. Jedoch im Juni, dem trockensten Monat, erreicht sie nur 20%, wobei weniger als 5% an einzelnen Tagen in diesem Monat in den Tallagen nicht selten sind (USACOE 1996, S. 4/9).

Generell wird die Verdunstung durch warme Temperaturen, hohe Windgeschwindigkeiten, große Einstrahlung und geringe relative Luftfeuchte begünstigt; all diese Faktoren sind in New Mexico erfüllt. Die durchschnittliche jährliche potentielle Evapotranspiration (Gebietsverdunstung) beträgt über 55 in (1.395 mm) in den Becken der Rio Grande Depression und weniger als 35 in (890 mm) in den Hochlagen der Berge in Colorado (Abb. 18). Bei der Verdunstung liegt also genau das umgekehrte räumliche Muster wie bei der Niederschlagsverteilung vor (Ellis et al. 1993, S. 621, Williams 1986, S. 48). Dadurch wird deutlich, daß die nördlichen Gebirge Wasserüberschußgebiete und die Becken Wassermangelgebiete sind. Es steht also nur in den Gebirgen genügend Wasser zur Verfügung, um die Vegetation zu versorgen, die Grundwasserreserven zu ergänzen und schließlich Wasser für den perennierenden Oberflächenabfluß in den Gerinnen bereitzustellen (Williams 1986, S. 48).

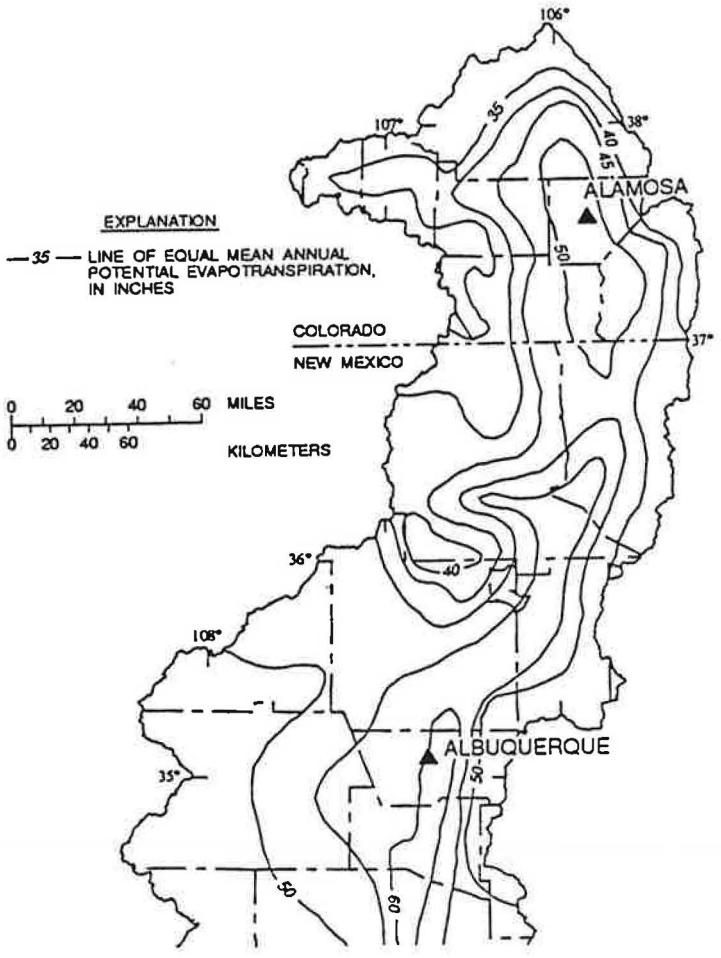


Abb. 18: Durchschnittliche jährliche potentielle Evapotranspiration im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande (Meßzeitraum: 1951-1980)
(*Quelle*: Ellis et al. 1993, S. 621)

2.4 Vegetation und Landnutzung

Die Pflanzendecke beeinflußt sowohl die Menge und die zeitliche Verteilung des Abflusses als auch die Bodenerosionsrate im Einzugsgebiet. Dadurch hängt letztlich von der Vegetation die Sedimentfracht ab, die im Flußsystem transportiert wird. Die Vegetation im Einzugsgebiet des Rio Grande wird grundsätzlich in zwei Kategorien eingeteilt: *upland* und *riparian* (Brown et al. 1980, S. 2). Die Kategorie der *upland vegetation* setzt sich aus terrestrischen Pflanzen zusammen. Die räumliche Verteilung der verschiedenen *upland* Pflanzengesellschaften spiegelt sowohl das Wasserangebot aus Niederschlägen als auch die geologischen und pedologischen Verhältnisse wider. *Riparian vegetation* ist die ufernahe Vegetation, die sich an die wasserreiche Umgebung entlang der Wasserläufe und das Abflußgeschehen der Flüsse angepaßt hat und sich deshalb in ihrer Zusammensetzung von der angrenzenden *upland vegetation* unterscheidet. Diese Kategorie wird erst in Kapitel 4.4 genauer erläutert, da sich dieses auf die ufernahe Vegetation im White Rock Canyon konzentriert.

Die Zonierung der *upland vegetation* ist von Niederschlag und Temperatur abhängig, welche im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande primär durch die Höhenlage bestimmt sind (Brown et al. 1980, S. 2-4, Dick-Peddie 1993, S. 27). Aufgrund der großen Spannbreite von Jahresniederschlag und Temperatur findet man vier Areale vor, die in ihrer vertikalen Gliederung die zonalen Arealgürtel in Nordamerika von Nord nach Süd widerspiegeln: Arctic-Alpine, Canadian-Hudsonian, Transition und Upper Sonoran Zone (USACOE 1974, S. 2/5, Dinwiddie 1967, S. 132). Innerhalb eines dieser Areale können verschiedene Pflanzenformationen vorkommen.

Die alpinen Tundren der Arctic-Alpine Zone liegen höher als 11.500 ft oder jenseits der 50°F (10°C) Juliisotherme (= Baumgrenze), so daß man sie nur auf den Gipfeln der San Juan und Sangre de Cristo Mountains findet, weshalb sie nur eine kleine Fläche einnehmen (Anderson 1961, S. 65, Dick-Peddie 1993, S. 47 ff, Brown 1982, S. 26 ff). Die Leitpflanzen der alpinen Tundren sind *Carex* spp., *Deschampsia caespitosa*, *Polygonum bistortoides, Artemisia scopulorum* und *Festuca brachyphylla,* die an die kurze Vegetationsperiode und die starken Winde in dieser Höhenlage angepaßt sind (Dick-Peddie 1993, S. 47 ff, USACOE 1974, S. 3/5, USDA, Soil Conservation Service 1978, Karte). Die alpinen Tundren sind durch Nutzung als Viehweide und durch Wanderer und Camper einer starken Belastung ausgesetzt. Ist die Grasnarbe durch Viehtritt oder Wanderer erst einmal aufgerissen, so ist die Bodenerosion in dem harschen Klima und unter dem Wirken des Tau-Frost-Wechsels kaum mehr aufzuhalten. Manchmal findet man zwischen den alpinen Tundren und den geschlossenen Bergwäldern eine Krummholzzone, deren Bäume sich oberhalb der Waldgrenze durch Zwergwuchs und Windschur an die großen Windstärken adaptiert haben. Die charakteristischen Pflanzen der Krummholzzone sind Weiden (*Salix planifolia* und *Salix glauca*), Fichten (*Picea engelmannii*), Tannen (*Abies lasiocarpa*) und Kiefern (*Pinus aristata*) (Dick-Peddie 1993, S. 47 ff).

Die Canadian-Hudsonian Zone liegt zwischen 11.500 und 8.500 ft und umfaßt die beiden Pflanzenformationen der subalpinen und hochmontanen Koniferenwälder. Die Leitpflanzen der subalpinen Wälder sind *Picea engelmannii* und *Abies lasiocarpa* (Dick-Peddie 1993, S. 51 ff, USDA, Soil Conservation Service 1978, Karte). Diesen Wäldern kommt im Einzugsgebiet die größte Bedeutung als Wasserspeicher und Abflußlieferant zu. Sie werden jedoch das ganze Jahr über intensiv durch Schifahrer und Touristen genutzt. Die hochmontanen Wälder sind durch *Pseudotsuga menziesii*, *Abies concolor*, *Picea pungens* und *Pinus* spp. charakterisiert (Dick-Peddie 1993, S. 58 ff). Diese Wälder haben die höchste Produktivität an Biomasse und werden folglich zur Holzgewinnung genutzt. Besonders die Fichtenforste sind für Schädlinge anfällig. Nach vernichtenden Waldbränden gedeihen Pappeln (*Populus tremuloides*) auf den Lichtungen, bis sie von der eigentlichen Klimaxvegetation der hochmontanen Koniferenwälder verdrängt werden. Neben Kahlschlägen, Waldbränden und Schädlingsbefall begünstigt die Nutzung dieser Lagen als Waldweide die Bodenerosion.

In der Transition Zone (8.500-7.000 ft) ist *Pinus ponderosa* die dominierende Spezies, die auch zur Holzgewinnung gefällt wird. Wichtige Unterholzarten sind *Quercus gambelii*, *Cercocarpus montanus*, *Pinus edulis* und *Juniperus* spp. (Dick-Peddie 1993, S. 66 ff). Wasser wird in dieser Zone im Sommer zum limitierenden Faktor, so daß dieses Areal die letzte Höhenstufe ist, in der ein geschlossener Wald vorkommt.

Die Upper Sonoran Zone (7.000-4.500 ft) nimmt einen großen Anteil der Gesamtfläche im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande ein, nämlich die trockenen, warmen Standorte in den Senken der Rio Grande Depression. Mit zunehmender Aridität gehen die Great Basin Conifer Woodlands in Great Basin Grasslands über, die schließlich dem Biom des Great Basin Desert Scrub das Areal überlassen (Brown & Lowe 1980, Karte). Die Leitpflanzen des Great Basin Conifer Woodland im nördlichen Rio Grande-Einzugsgebiet sind *Pinus edulis* und *Juniperus scopulorum* (in Colorado und Nord-New Mexico) bzw. *Juniperus monosperma* (im südlichen und zentralen New Mexico) (Dick-Peddie 1993, S. 85 ff, Brown 1982, S. 52 ff). Die ca. 3-12 m hohen Bäume stehen oft weit auseinander und der Boden dazwischen ist saisonal unbedeckt (Gottfried et al. 1995, S. 96 f), so daß er bei gewitterartigen Niederschlägen durch großen Oberflächenabfluß sehr erosionsanfällig ist (Loftin et al. 1995, S. 86, Miller et al. 1989, S. 171 f). An den trockeneren Standorten in den Becken findet man Great Basin Grassland, das seit 150-200 Jahren der Überweidung ausgesetzt ist (USACOE 1974, S. 2/6, Loftin et al. 1995, S. 84, Scurlock 1995, S. 15) und somit hohe Erosionsraten aufweist, zumal es oft, wie im Española Basin, auf den jungen, schwach entwickelten Böden vorkommt, die sich auf den ohnehin schon leicht erodierbaren Sedimentgesteinen der Santa Fe Formation entwickelt haben (Graf 1994, S. 45). Die Leitpflanzen sind Gräser wie *Bouteloua gracilis*, *Hilaria jamesii* und *Agropyron smithii* (Dick-Peddie 1993, S. 104 ff, USACOE 1974, S. 2/6). Die größten Flächen im San Luis Valley und auf dem Taos Plateau werden von Great Basin Desert Scrub mit den Leitpflanzen *Artemisia tridentata*, *Atriplex confertifolia*, *Sarcobatus*

vermiculatus, Ceratoides lanata und *Atriplex canescens* eingenommen (Brown 1982, S. 145 ff, Dick-Peddie 1993, S. 129 ff, Williams 1986, S. 70 f). Diese Pflanzengesellschaft hat die größte Toleranz für Aridität im nördlichen Einzugsgebiet. Die Bodenbedeckung zwischen den Büschen ist sehr spärlich, so daß auch diese Gebiete bei größerer Hangneigung erosionsanfällig sind. Die Erosionsgefahr steigt bei Beweidung, weil das Vieh das auf diesen trockenen Böden oftmals ausgebildete Steinpflaster aufreißt (Buol et al. 1989, S. 276).

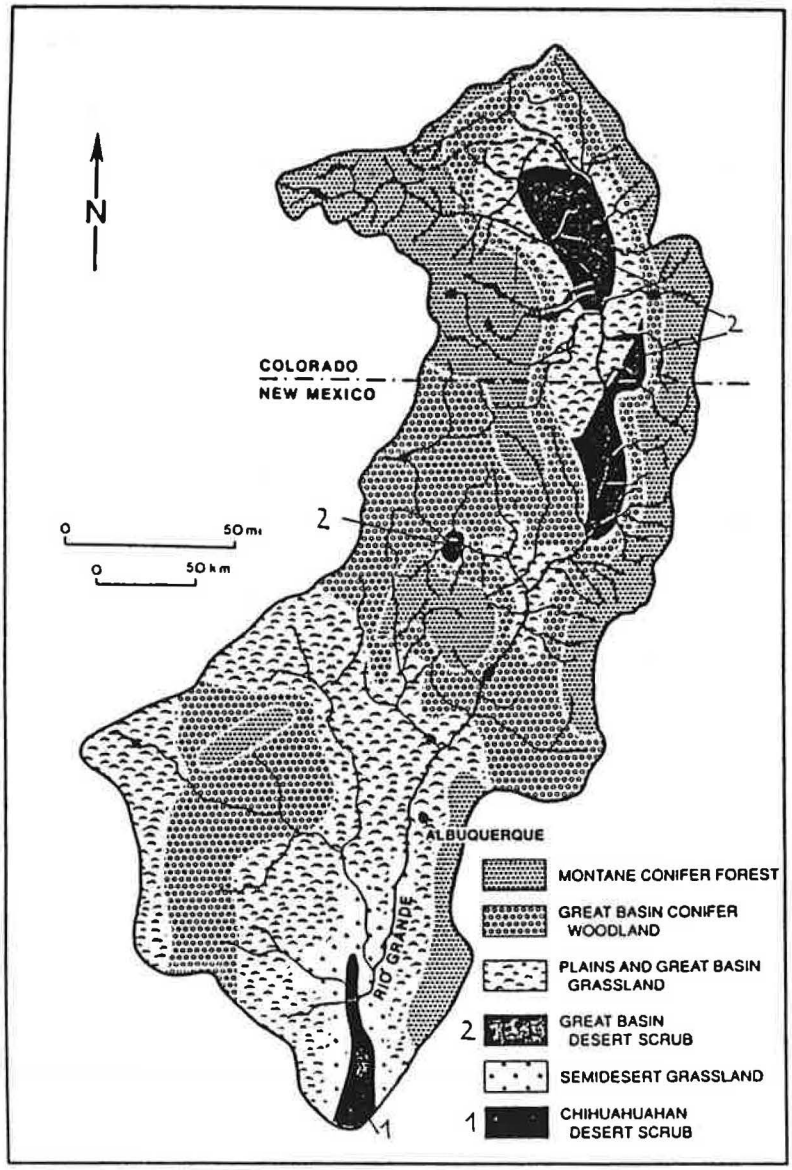


Abb. 19: Die räumliche Verteilung der Pflanzengesellschaften im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande
(*Quelle*: Graf 1994, S. 46)

Abb. 19 zeigt die räumliche Verteilung der Pflanzengesellschaften im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande. Die alpinen Tundren sind aufgrund ihrer geringen Fläche und des hier verwendeten Kartenmaßstabes nicht kartiert. Sämtliche Bergwälder sind unter der Kategorie der Montane Conifer Forest zusammengefaßt, was angebracht erscheint, wenn man sich auf die Bodenerosionsraten konzentriert, die innerhalb der Waldgemeinschaften ähnlich und verglichen mit den anderen Formationen relativ gering, nämlich 0 bis 0,5 ac-ft/mi^2 pro Jahr (New Mexico Natural Resources Department 1978, Karte), sind. Die höchsten Bodenerosionsraten im Rio Grande-Einzugsgebiet in New Mexico werden im Española Valley mit mehr als 3,0 ac-ft/mi^2 pro Jahr (New Mexico Natural Resources Department 1978, Karte) erreicht. Im Española Valley wird Bewässerungsfeldbau betrieben, wobei Äpfel als Cash Crop und Alfalfa als Viehfutter die dominierenden Anbauprodukte sind, während das Gros der Fläche des Rio Grande Einzugsgebietes in New Mexico als extensives Weideland für Rinder und Schafe genutzt wird bzw. die montanen Wälder (7.500-11.500 ft) primär der Holzgewinnung dienen (Ellis et al. 1993, S. 621, Williams 1986, S. 258 ff, Morain et al. 1977, Karte). Das San Luis Valley ist das Zentrum des Bewässerungsfeldbaus in Südcolorado, wobei der größte Anteil der Bewässerungsfläche dem Anbau von Alfalfa und anderem Grünfutter dient (Ellis et al. 1993, S. 621).

3 COCHITIDAMM UND WASSERMANAGEMENT AM OBERLAUF DES RIO GRANDE

Dieses Kapitel gibt zunächst einen kurzen Überblick über die Geschichte des Wasserbaus am Oberlauf des Rio Grande, um den modifizierenden Einfluß der wasserbaulichen Maßnahmen auf das Abflußverhalten und den Sedimenttransport im fluvialen System besser einschätzen zu können. Im zweiten Teil dieses Kapitels wird das Projekt *Cochiti Dam and Lake* beschrieben, da es die Flußmorphologie im Untersuchungsgebiet gravierend beeinflußt.

3.1 Abriß der Geschichte des Wasserbaus am Oberlauf des Rio Grande

Die Wasser des Rio Grande in New Mexico wurden nicht erst in jüngster Zeit, sondern schon seit vorgeschichtlicher Zeit (= vor der Ankunft der Spanier im 16. Jahrhundert) reguliert. Bereits im 12. Jahrhundert wanderten die Vorfahren der heutigen Puebloindianer in das Tal des Rio Grande ein und begannen dort die ersten Bewässerungssysteme zu errichten (Wozniak 1995, S. 30). Man schätzt, daß vor der Ankunft der Spanier 25.000 ac (10.117 ha) von den Puebloindianern zwischen Pueblo de Cochiti und San Marcial bewässert und bestellt wurden (Hink & Ohmart 1984, S. 32). Als sich im 16. Jahrhundert die ersten spanischen Siedler entlang des Rio Grande niederließen, bauten sie das Bewässerungssystem der Ureinwohner sukzessive aus, bis um 1880 eine Fläche von 125.000 ac (50.600 ha) zwischen Cochiti Pueblo und San Marcial unter Bewässerung stand (Bullard & Wells 1992, S. 15, Hink & Ohmart 1984, S. 34, Bureau of Reclamation 1983, S. 3). Im San Luis Valley in Colorado wurden Ende des letzten Jahrhunderts ebenfalls extensive Bewässerungssysteme angelegt (USACOE 1989, S. 15). Hiermit war allerdings die Auslastungsgrenze erreicht. Einerseits wurde dem Fluß in Colorado und im nördlichen Teil von New Mexico soviel Wasser entzogen, daß Texas und Mexiko mit Wasserknappheit zu kämpfen hatten und der Fluß in den Sommermonaten bei El Paso sogar zeitweise trocken fiel (Bullard & Wells 1992, S. 16). Um diesen Mißstand zu beheben, wurde 1916 der Elephant Butte-Damm zur Wasserspeicherung bei Truth or Consequence geschlossen, was auch dabei helfen sollte, das Wasserabkommen aus dem Jahre 1906 zwischen Mexiko und den USA zu erfüllen, das die USA dazu verpflichtete, 60.000 ac-ft pro Jahr an Mexiko zu liefern (National Resources Committee 1938, S. 52, USACOE 1989, S. 15). Andererseits traten im Middle Valley zwischen Cochiti und San Marcial Probleme auf. Die landwirtschaftliche Produktivität ging wegen der Vernäßung und Versalzung der Felder infolge schlechter Entwässerungssysteme zurück (Ong et al. 1991, S. 8), so daß in den späten 20er Jahren nur mehr 40.000 ac (16.188 ha) im Middle Rio Grande Valley unter Bewässerungsfeldbau standen (Hink & Ohmart 1984, S. 34). Darüber hinaus begann der Rio Grande zu aggradieren, da er seine Sedimentfracht nicht mehr transportieren konnte. Verstärkte Weidewirtschaft und erhöhter Holzeinschlag im Zuge des Eisenbahnbaus im späten 19. Jahrhundert

begünstigten die Bodenerosion im Einzugsgebiet, so daß auch die Sedimentfracht im Hauptfluß ansteigen mußte (Happ 1948, S. 1212 f). Um diesen Problemen besser Herr werden zu können, wurde im Jahre 1925 der Middle Rio Grande Conservancy District gegründet. Innerhalb der nächsten zehn Jahre wurden unter der Koordination des Districts vier Umleitungsdämme für Bewässerungswasser bei Cochiti, Angostura, Isleta und San Acacia und mehrere hundert Kilometer an Be- und Entwässerungskanälen sowie Uferdämme als Hochwasserschutz im Middle Valley zwischen Cochiti und San Acacia gebaut (Graf 1994, S. 87). 1935 wurde das El Vado-Reservoir am Oberlauf des Rio Chama, 78 mi (126 km) flußaufwärts von der Mündung gelegen, fertiggestellt, um Wasser für die Bewässerung in der Landwirtschaft im Middle Valley bereitzustellen und als Hochwasserschutz zu fungieren.

Insgesamt kontrollieren heute neun große Dämme oberhalb des Cochitidammes den Abfluß und die Sedimentfracht des Rio Grande (Abb. 20). Die Inkulturnahme großer Flächen im San Luis Valley in Colorado führte bereits Anfang dieses Jahrhunderts zum Bau von sechs Dämmen in den San Juan und Sangre de Cristo Mountains. Ziel dieser Staudammprojekte war es, überschüssiges Wasser aus dem Frühjahrsabfluß zurückzuhalten, damit es für die Bewässerung während der sommerlichen Trockenzeit zur Verfügung steht. Der Platerodamm wurde als siebter Staudamm im Jahre 1951 hinzugefügt. Somit werden bereits im obersten Abschnitt des Rio Grande die Abflußspitzen im Frühjahr reduziert und das Profil des Abflußregimes geglättet.

Nach dem zweiten Weltkrieg, als sich das Wachstum von Albuquerque, der Hauptstadt von New Mexico, abzeichnete, wurde das Middle Rio Grande Project ins Leben gerufen, um Dämme zu bauen, die Sediment und Hochwasser kontrollieren sollten, um eine weitere Aggradation des Flusses und Überschwemmungen in Albuquerque zu verhindern. An den Nebenflüssen wurden der Jemez Canyon-Damm 1953 am Jemez River, der Abiquiudamm mit seinem Staubecken 1963 am Rio Chama und der Galisteodamm 1970 am Galisteo Creek gebaut. Als letztes wurde der Cochitidamm 1973 am Hauptarm des Rio Grande bei Pueblo de Cochiti errichtet, der am Oberlauf als einziger Hauptarmdamm die Schneeschmelzehochwasser zurückhält. Die vier Dämme reduzieren die Sedimentfracht des Rio Grande bei Albuquerque um 80% und zusammen mit den Flußuferdämmen entlang des Hauptflusses vom Española Valley bis Truth or Consequence garantieren sie den Hochwasserschutz für das Rio Grande Valley (Lagasse 1981, S. 29).

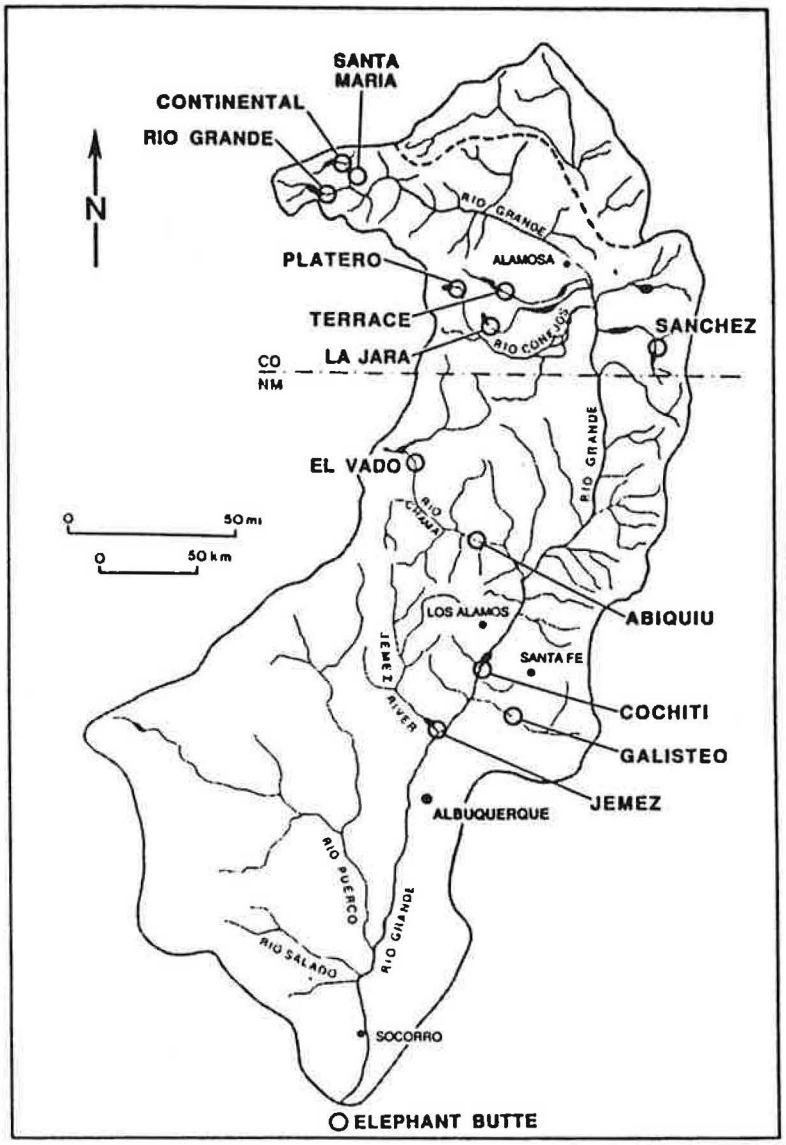


Abb. 20: Die Lage der wichtigsten Staudämme am Flußnetz des Rio Grande (*Quelle*: Graf 1994, S. 93)

3.2 Das Projekt „Cochiti Dam and Lake“

Die folgenden Ausführungen und Daten sind, sofern nicht anderweitig gekennzeichnet, aus dem USACOE (1996, S. 1/1-A/11) entnommen und wurden durch die jüngsten Vermessungen und Kartierungen des USACOE im Jahre 1991 gewonnen. Dieses Kapitel soll einen Überblick über die gegenwärtigen Kapazitäten des Cochitidammes und dem damit aufgestauten Reservoir geben, ebenso wie über die verschiedenen Funktionen des Projekts. Bei der Auswertung der zeitlichen Entwicklung der Flußmorphologie muß man allerdings diese jüngsten verfügbaren Daten mit den älteren Erhebungen seit 1972 vergleichen, was in Kapitel 7 geschieht, so daß schließlich ein Bild der Veränderungen im White Rock Canyon gezeichnet werden kann.



Photo 1: Der Cochitidamm und der offene Wasserkörper des Stausees
(eigene Aufnahme vom 2. Juli 1997)

Der Cochitidamm liegt im Sandoval County etwa 50 mi (80 km) nördlich von Albuquerque und 25 mi (40 km) südwestlich von Santa Fe auf dem Reservat der Cochiti Puebloindianer. Es ist ein aus rolligem Erdmaterial aufgeschütteter Staudamm mit einer Länge von 28.815 ft (= ca. 5,5 mi) und einer Höhe von 251 ft über dem Flußbett des Rio Grande, d.h. der Dammkamm hat eine absolute Höhe von 5.479 ft üNN (Photo 1). Die Höhe des Überlaufwehrs liegt allerdings bei 5.460,5 ft, bei diesem Wasserstand hat der künstliche See eine Fläche von 9.307 ac und eine Speicherkapazität von 589.159 ac-ft. Bei maximaler Auslastung des Hochwasserschutzraumes

erstreckt sich der See etwa 20 mi (32 km) in den White Rock Canyon hinein, so daß die tiefer gelegenen, flußnahen Bereiche des Bandelier National Monument überschwemmt werden. Auf dem Gelände des Nationalparks entlang des Rio Grande umfaßt die von einem maximalen Hochwasserstand betroffene Fläche 350 ac (Allen et al. 1993, S. 3)[7], wobei v.a. die flachen Mündungsbereiche der Seitenschluchten von Capulin, Alamo und Frijoles Canyon betroffen sind (USACOE 1974, S. 3/17). Von den 589.159 ac-ft sind 502.645 ac-ft als Hochwasserschutzraum und 86.514 ac-ft für Sedimentakkumulation und als gewöhnlicher Nutzraum vorgesehen. Bei gewöhnlichem Speicherbetrieb hat der See eine Fläche von 1.200 ac und einen Stauinhalt von 50.843 ac-ft. Beim Stauziel von 5.336 ft üNN erstreckt sich das Reservoir bei einer Uferlinie von 21 mi (34 km) 6,5 mi (10,5 km) flußaufwärts. Die Wasserspeicherung begann am 12. November 1973 und im Dezember 1975 erreichte das Reservoir zum ersten Mal seinen Arbeitsspeicher, der bei einer genehmigten Seefläche von 1.200 ac liegt. Das Cochitireservoir kann heute in drei Teilbereiche untergliedert werden: a) das Sedimentdelta am oberen Ende, b) der tiefe, klare Wasserkörper des Sees und c) die Santa Fe Wetlands, die an der Ostseite des Cochitidammes aus dem Zufluß des Santa Fe River gespeist werden (Allen et al. 1993, S. 19). Die geschätzte Lebensdauer des Projekts beträgt mindestens 500 Jahre, was sehr viel ist, wenn man bedenkt, daß die meisten Dammprojekte auf eine Lebensspanne von 50 bis 100 Jahren angelegt sind (Hotchkiss 1995, S. 1188). Tab. 4 listet die bisherigen Rekordwasserspeicherungen auf.

Tab. 4: Rekordwasserspeicherungen im Cochitireservoir

Datum	*Seespiegel (ft üNN)*	*Speicherkapazität (ac-ft)*
21. 06. 1979	5.387,99	184.370
28. 06. 1985	5.413,48	282.763
03. 07. 1986	5.417,32	300.997
23. 06. 1987	5.434,50	396.167

(*Quelle*: USACOE 1996, S. B)

Der maximale Ablaß beträgt 15.000 cfs, wobei ein Abfluß von über 7.000 cfs im Middle Valley bei Albuquerque als Hochwasser klassifiziert wird. Die Flußdeiche des Rio Grande Floodway wurden im Middle Valley im ländlichen Raum für einen maximalen Hochwasserabfluß von 20.000 cfs und im urbanen Raum um Albuquerque für 42.000 cfs gebaut, wobei bei Abflußmengen über 7.000 cfs aber bereits Schäden an den Deichen auftreten können.

Der Cochitistausee befindet sich an der Stelle, wo sich früher der alte Umleitungsdamm zum Verteilen von Bewässerungswasser für das obere Middle Valley befand. Heute werden die alten Umleitungskanäle durch Cochiti East Side Main Canal (Cochiti) und Sili Main Canal (Sili) ersetzt, wobei das Wasser für die Bewässerung direkt am Cochitidamm umverteilt wird. Als Bewässerungswasser wird allerdings nur der tägliche Abfluß des Rio Grande benutzt, der Cochitistausee hat also nicht die Aufgabe, Wasser für Bewässerungszwecke aufzustauen.

[7]Potter (1981, S. 10) veranschlagt 374 ac.

Ursprünglich war das Projekt nur als Hochwasserschutzspeicher und zur Sedimentrückhaltung geplant. Aufgrund der verringerten Sedimentfracht rechnete man mit dem erwünschten Degradationseffekt im Flußbett des Rio Grande unterhalb des Dammes, um so den bisher anhaltenden Aggradationsprozeß in der aufgesattelten Strecke (Dammuferfluß) zu stoppen und schließlich umzukehren. Vor dem Bau des Cochitidammes aggradierte der Rio Grande zwischen den Uferdämmen bei Albuquerque 2 ft in 50 Jahren und 16 ft in 50 Jahren bei San Marcial. Dies führte dazu, daß das Flußbett bei Albuquerque 1960 6 bis 8 ft über dem Niveau der Talaue außerhalb der Flußuferdämme lag (Lagasse 1981, S. 30). Seit der Fertigstellung des Jemez Canyon-Dammes und des Cochitidammes wurde der Rio Grande im Middle Valley durch die Sedimentrückhaltung hinter diesen Stauanlagen zu einem degradierenden Fluß, so daß sich die Gerinnekapazität bei Albuquerque von 5.000 cfs (Bullard & Wells 1992, S. 19, USACOE 1974, S. 1/1) auf 7.000 cfs erhöhte. Erst durch Anstrengungen der Bevölkerung in der Planungsphase wurde ein ständiger Stausee genehmigt (Welsh 1987, S. 146 ff), um die Tier- und Fischbestände zu bereichern und ein Naherholungsgebiet mit Sportfischerei für die wachsende Bevölkerung von Albuquerque und Santa Fe zu schaffen. Bei niedrigem Abfluß wird der gesamte Zufluß durch den Cochitistausee geleitet, so daß der Auslaß dem Zufluß mengenmäßig entspricht. Erst wenn der Abfluß bei Albuquerque 7.000 cfs erreicht, wird Wasser im Cochitistausee zurückgehalten. Für die Aufrechterhaltung des Sees darf kein Wasser aus dem Einzugsgebiet des Rio Grande aufgestaut werden. Das Wasser für das erste Auffüllen des Stausees (ca. 50.000 ac-ft) und den jährlichen Ausgleich der Evaporationsverluste von 5.000 ac-ft werden aus dem Flußsystem des Colorado River in das Flußnetz des Rio Grande über das San Juan-Chama Trans-Mountain Diversion Project umgeleitet, welches 1962 bewilligt und 1971 fertiggestellt worden ist. Die Evaporationsverluste werden in der ersten Julihälfte ausgeglichen, vorausgesetzt, daß der Wasserüberstand aus den Frühjahrsmaxima des Abflusses schon abgelassen werden konnte. Die weiteren Evaporationsverluste werden erst nach dem Sommer von Oktober bis Januar ausgeglichen, bis der Arbeitsspeicherstand von 1.200 ac wieder erreicht ist. Der Ausgleich der Verdunstungsverluste findet in diesen Monaten statt, da während der Laichzeit der Fische (v.a. im Sommer) ein konstanter Seespiegel vonnöten ist. Darüber hinaus begünstigt ein gradueller Wasserverlustausgleich das Wachstum der ein- und mehrjährigen Gräser und Seggen auf den Deltasedimenten im White Rock Canyon, die ein reiches, ganzjähriges Nahrungsangebot für Wasservögel bieten. Wenn die Hochwasserspeicherung nicht bis zum 1. Juli abgebaut werden kann, muß das überschüssige Wasser jenseits des Arbeitsspeichers zwischen dem 1. November und dem 31. März abgelassen werden, damit der Hochwasserschutzraum für die Retention der anstehenden Frühjahrsabflußmaxima wieder leer ist.

4 DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

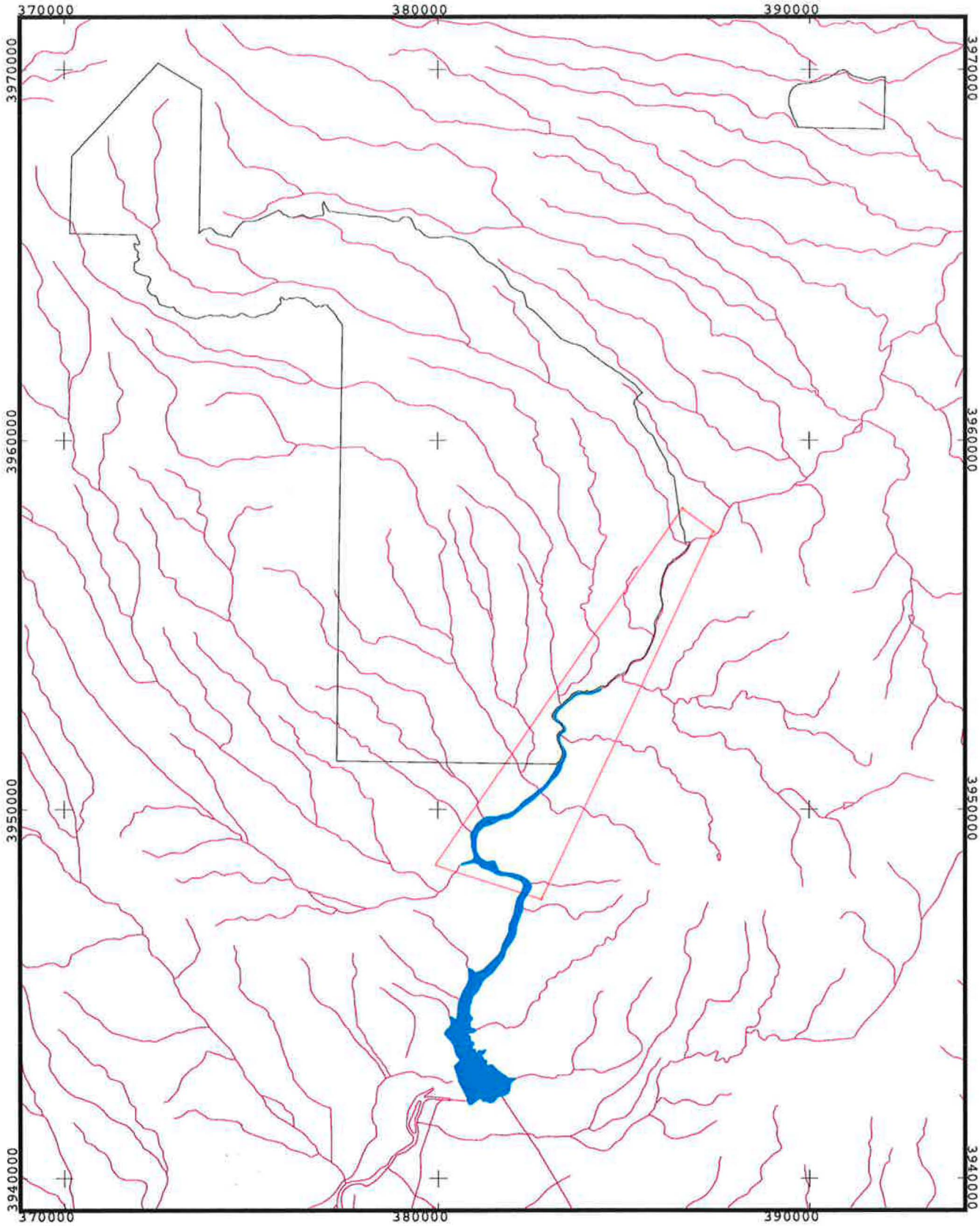
In diesem Kapitel werden die physisch-geographischen Merkmale des Untersuchungsgebietes beschrieben.

4.1 Lage und Abgrenzung

Das Arbeitsgebiet liegt im Sandoval County im zentralen Teil von Nord-New Mexico zwischen 35° 40' und 35° 45' nördlicher Breite und 106° 15' und 106° 19' westlicher Länge. Das Objekt der Untersuchung ist der Rio Grande in einem Teilabschnitt des White Rock Canyon (Karte 1), den der Fluß auf einer Länge von 25 mi (40 km) von Otowi Bridge bis etwas oberhalb von Pueblo de Cochiti durchfließt. Das Arbeitsgebiet erstreckt sich im unteren Teil des White Rock Canyon von der Mündung des Frijoles Canyon bis eine Meile flußabwärts des Bland Canyon bzw. ca. 4 mi flußaufwärts des Cochitidammes auf einer Strecke von neun Flußmeilen (Karte 3). Dieser Flußabschnitt wurde gewählt, da sich hier seit der Schließung des Cochitidammes der größte Teil der Sedimente abgelagert hat, so daß sich durch die Bildung eines Sedimentdeltas die Flußmorphologie erheblich verändert hat. Am Westufer grenzen von Norden nach Süden das Bandelier National Monument, der Canada de Cochiti Grant und die Cochiti Indian Reservation an den betrachteten Flußabschnitt an. Am Ostufer schließen ebenfalls von Norden nach Süden der Santa Fe National Forest und die Cochiti Indian Reservation an. Der untersuchte Abschnitt ist unbebaut und wird kaum touristisch genutzt (Kartenblätter: Los Alamos, New Mexico 1978, 1:100.000; Santo Domingo Pueblo, New Mexico 1993, 1:24.000; Cochiti Dam, New Mexico 1993, 1:24.000; Frijoles, New Mexico 1984, 1:24.000).

Im Bereich des Untersuchungsgebietes grenzen mehrere Landschaftseinheiten aneinander. Der südliche Ausgang des White Rock Canyon fällt mit der Landschaftsgrenze zwischen zwei großen physiographischen Einheiten im Südwesten der USA zusammen: Die Southern Rocky Mountain Province geht in die Basin and Range Province über. Der White Rock Canyon wird von den meisten Autoren noch zu der Southern Rocky Mountain Province gerechnet. Der Rio Grande trennt in diesem Canyonabschnitt aber zugleich die kleinräumlichere Landschaftseinheit des Pajarito Plateaus im Westen, das am Fuße der Jemez Mountains (11.250 ft üNN) liegt, von den Cerros del Rio im Osten (USACOE 1996, S. 4/1 f).

Karte 1: Lage des Untersuchungsgebietes (rote Markierung)



Hydrographie

Flächenausdehnung des Cochitireservoirs 1978

Abgrenzung des Bandelier National Monument

Untersuchungsgebiet im White Rock Canyon

N

0 1 2 3 4 Kilometers

1:150000

Datengrundlage: BNM (April 1996-b): Hydrographie.
BNM (Juli 1996): Flächenausdehnung des Cochitireservoirs 1978.
BNM (o.J.): Abgrenzung des Bandelier National Monument.
Projektion: Universal Transverse Mercator, Zone 13; 10.000 m Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.

4.2 Geologie, Morphologie und Hydrologie

Das geomorphologische Bild der Landschaft, die von tiefen Canyons zerschnitten ist, ist das Ergebnis intensiver geologischer Erosion, die v.a. im Pleistozän erfolgte, aber bis heute anhält (Nyhan et al. 1978, S. 9). Der Rio Grande hat eine Schlucht bis zu einer Tiefe von 1.100 ft (335 m) in das vulkanische Gestein gegraben. An manchen Stellen mißt die Talsohle nur 240 ft (73 m) von einer Steilwand zur anderen und wird auf ihrer gesamten Breite vom Gerinne eingenommen. Der Canyonboden erreicht nur selten eine Breite von 1.000 ft (300 m) und nur an den Mündungen der Seitencanyons, wo sich die Schwemmfächer ausbreiten, weitet sich die Talsohle darüberhinausgehend aus. Der Rio Grande war im White Rock Canyon ursprünglich ein einarmiges Gerinne, das von den Basaltwänden in seinem Verlauf festgelegt ist. Die Wasseroberfläche des Rio Grande liegt am oberen Ende des Untersuchungsgebietes bei der Mündung des Frijoles Canyon bei einer Höhe von 5.345 ft üNN und am unteren Ende des Untersuchungsgebietes im Bereich des ständigen Stausees bei normalem Arbeitsspeicherbetrieb bei 5.336 ft üNN, wo die Wasseroberfläche des Flusses vor der Schließung des Dammes bei 5.265 ft üNN lag. Das ursprüngliche Gefälle des Gerinnes betrug im Untersuchungsgebiet 10 ft/mi (1,9 m/km) vor dem Bau der Stauanlage.

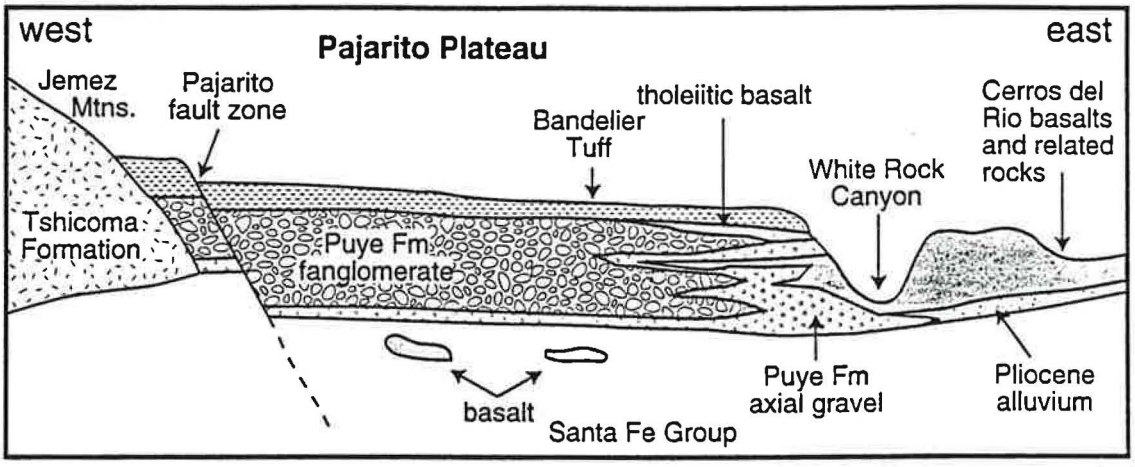


Abb. 21: Schematischer Querschnitt durch das Pajarito Plateau und die angrenzenden Landschaften, der die wichtigsten geologischen Einheiten zeigt
(*Quelle*: Reneau & McDonald 1996, S. 10)

Abb. 21, die ebenso wie die folgende Zusammenfassung der geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet, soweit nicht anderweitig zitiert, aus Reneau & McDonald (1996) entnommen ist, zeigt einen generalisierten Querschnitt durch das Pajarito Plateau, den White Rock Canyon und die Cerros del Rio. Die wichtigsten geologischen Einheiten sind miozäne bis frühpleistozäne Sedimentgesteine und Vulkanite. Die tertiären Sandsteine der Santa Fe Group bilden die unterste geologische Schicht, die vereinzelt im White Rock Canyon ausbeißt. Die Tschicoma Formation aus

dem Miozän bis Pliozän (3-7,5 Mio. Jahre) besteht hauptsächlich aus dazitischer Lava und bildet die wichtigste Einheit in den Jemez Mountains, deren östliche Flanken das obere Einzugsgebiet der Bäche des Pajarito Plateaus bilden. Die spätpliozänen vulkanischen Gesteine des Cerros del Rio Volcanic Field (Aubele 1979, S. 243-252), das aus ca. 70 Vulkanen besteht (Heiken et al. 1996, S. 63), bauen die bis zu 7.100 ft hohen Cerros del Rio selbst auf, bilden die Wände des White Rock Canyon und stehen vielfach am östlichen Rand des Pajarito Plateaus an der Oberfläche an (Griggs 1964, S. 37, BNM[8] April 1996-a), wo dieses Lavagestein ein Alter von 2,4-2,6 Mio. Jahre hat. Neben basaltischen bis hawaiitischen und andesitischen Laven (Dethier 1997, Karte), die aus zahlreichen Schloten ausgestoßen wurden, findet man in den Cerros del Rio Ablagerungen aus phreatomagmatischen Eruptionen, die Maare entstehen ließen. Die Puye Formation ist ein großer pliozäner alluvialer Schuttfächer, dessen Fanglomerate aus der Erosion der Tschicoma Formation in den Jemez Mountains stammen (Self et al. 1996, S. 7). Die Puye Formation füllt nicht wie die Santa Fe Formation ein tektonisches Becken, sondern ein Becken vulkanischen Ursprungs, das durch Abriegelung des pliozänen Rio Grande mit vulkanischem Material aus den Cerros del Rio entstanden ist (Reneau & Dethier 1996, S. 1492, Heiken et al. 1996, S. 60). Im Pleistozän gab es zwei große vulkanische Eruptionen in den Jemez Mountains, die das Pajarito Plateau mit Bandelier Tuff bedeckten (Kudo 1974, S. 287). Vor 1,61 Mio. Jahren wurden die Ignimbrite des Otowi Member abgelagert, die eine Mächtigkeit bis 590 ft erreichen (Self et al. 1996, S. 12). Auf dem Plateau sind sie nicht verbacken, so daß sie leicht erodierbar und somit eine Quelle für Sediment der Sandfraktion sind. Die nächste gewaltige Eruption erfolgte vor 1,22 Mio Jahren und bedeckte das Pajarito Plateau mit den Ignimbriten des Tshirege Member des Bandelier Tuff. Das Tuffgestein ist tendenziell nach Westen hin fester verbacken als nach Osten und hat eine maximale Mächtigkeit von 900 ft (Self et al. 1996, S. 13), wobei es nach Osten zum Rio Grande hin tendenziell dünner wird. Seit der Eruption vor 1,22 Mio. Jahren, welche die gesamte Topographie des Plateaus unter sich begrub und auch den Paläocanyon des Rio Grande verfüllte (Aubele 1979, S. 245), konnte die Erosion wirken und das Plateau mit den mächtigen Ignimbritdecken, die die Oberfläche bestimmen, in eine Canyon-Mesa-Landschaft zerschneiden. Der Rio Grande wurde durch die Tuffverfüllung zu einem 75 km langen See aufgestaut. Der neue Ausfluß aus dem See lag ca. 2 km östlich des Prä-Tshirege-Canyons, so daß der Fluß gezwungen wurde einen neuen Canyon in das Basaltgestein der Cerros del Rio zu graben (Abb. 22).

Im White Rock Canyon zwischen dem Frijoles und dem Alamo Canyon sind hauptsächlich basaltische und andesitische Lavaströme in Wechsellagerung mit phreatomagmatischen Tuffen aufgeschlossen. Einige dieser Lavaschichten der Cerros del Rio liegen auf den Ignimbriten des Otowi Member des Bandelier Tuff und sind von den Schmelztuffen des Tshirege Member überlagert. 100-165 ft über dem rezenten Rio Grande sind quartäre Schotterablagerungen mit basaltischen Blöcken bis zu 13 ft im Durchmesser angeschnitten, die älter als 60.000 Jahre sind. Der Rio Grande

[8]Abkürzung für Bandelier National Monumnet.

wurde während des Pleistozäns mehrmals durch Rutschungen in der oberen Hälfte des White Rock Canyon zu einem See aufgestaut. Nach einem Dammbruch wurden diese Schotter möglicherweise unterhalb des natürlichen Stausees von gewaltigen Durchbruchhochwasser abgelagert (Reneau & Dethier 1996, S. 1492-1507, Heiken et al. 1996, S. 70, BNM April 1996-a). Auf einer Länge von 1,2 mi unterhalb des Alamo Canyon durchschneidet der Rio Grande ein Maar mit seinen phreatomagmatischen Ablagerungen am Ostufer des Flusses, die von basaltischen Andesiten und Andesiten der Cerros del Rio überlagert sind. Am Westufer werden die phreatomagmatischen Ablagerungen wiederum von Bandelier Tuff und Basaltströmen überlagert. In Höhe der Wasseroberfläche stehen pliozäne kiesgroße Sedimente auf der gesamten Strecke dieses Abschnittes an und an einigen Stellen sind sogar die rosafarbenen arkosischen Sandsteine der Santa Fe Formation unter der Kiesschicht angeschnitten. Zwischen dem Sanchez und Bland Canyon findet man Ignimbrite des Otowi Member in Wechsellagerung mit basaltischen Laven und Tuffen der Cerros del Rio. Flußabwärts des Bland Canyon durchschneidet der Rio Grande ein weiteres Maar mit schön ausgeprägten Asche- und Lapillischichten, die 0,8-4 in (2-10 cm) dick sind und von einer 50 ft mächtigen Schicht unsortierter vulkanischer Brekzien überdeckt wird (Heiken et al. 1996, S. 70 f).

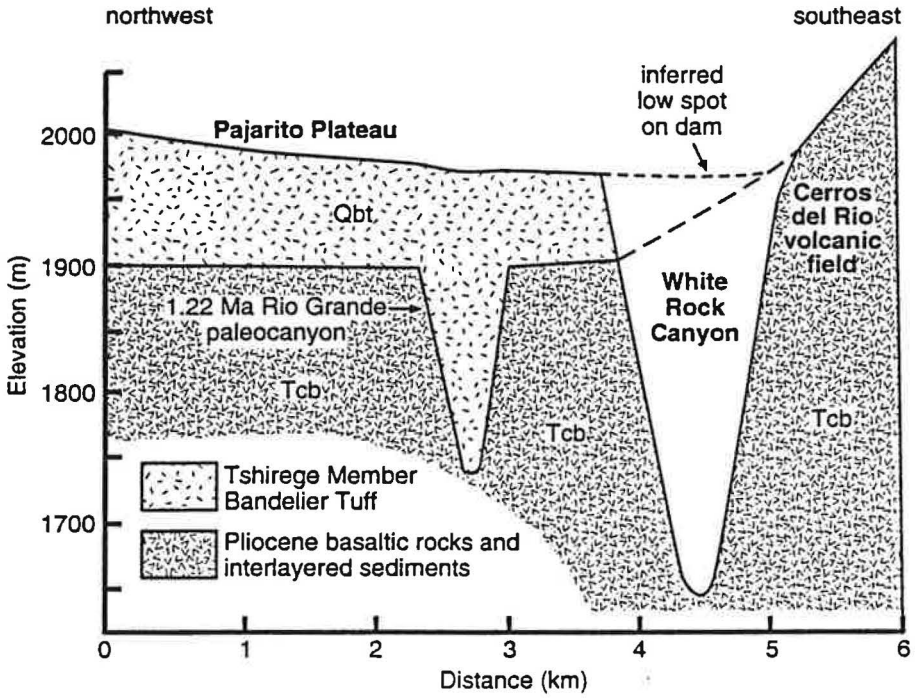


Abb. 22: Schematischer Querschnitt durch das Pajarito Plateau auf Höhe des Chaquehui Canyon, wo der Tshirege Member des Bandelier Tuff den Rio Grande Canyon vor 1,22 Mio. Jahren verfüllte
(*Quelle*: Reneau & McDonald 1996, S. 15)

Das Pajarito Plateau, das sich heute von 6.400 ft üNN über dem Rio Grande bis 7.800 ft üNN gen Westen am Fuße der Jemez Mountains erstreckt (Environmental Protection Group 1993, S. 2/3 ff), ist von zahlreichen nordwest-südost verlaufenden Canyons in eine Mesalandschaft zerschnitten. Die meisten dieser Canyons, deren Erosionsbasis auf den Rio Grande eingestellt ist, sind heute von intermittierenden oder ephemerischen Gerinnen durchflossen und nur wenige Gerinne haben eine ganzjährige Wasserführung. Die prennierenden Gerinne haben ihre Quellen in der Tschicoma Formation der Jemez Mountains. Die Gerinne haben in den Canyons quartäres Alluvium mit einer Dicke von 3 bis 100 ft abgelagert (Environmental Protection Group 1993, S. 2/5 ff). Auch entlang des Rio Grande findet man quartäres Alluvium (BNM April 1996-a), dessen Korngröße von Silt bis Blöcke reicht und das bei Otowi ein Dicke von 26 ft aufweist, aber im White Rock Canyon flußabwärts bis zum Sedimentdelta des Cochitistausees graduell in seiner Mächtigkeit abnimmt (Purtymun et al. 1980, S. 4). Von den acht Canyons, die im Untersuchungsgebiet am Westufer in den Rio Grande münden (Frijoles Canyon, Canyon 8[9], Alamo Canyon, Capulin Canyon, Medio Canyon, Sanchez Canyon, Canyon 4, Bland Canyon), hat nur einer, nämlich der Rito de los Frijoles, ganzjährige Wasserführung. Alle acht Seitencanyons am Ostufer (Canyon 9, Arroyo Montoso, Canyon 7, Canyon 6, Canyon 5, Canyon 3, Canyon 2, Canyon 1) enthalten Arroyos, die intermittierend Wasser führen. Der größte Anteil des Sediments in den Gerinnen der Seitencanyons liegt im Bereich der Sand- und Kiesfraktion (Purtymun 1974, S. 4). An den Mündungen der Seitencanyons haben sich Schwemmfächer ausgebildet. Der wichtigste Grundwasserleiter dieses Gebietes, die Santa Fe Formation, ist im White Rock Canyon angeschnitten, so daß Grundwasser flußaufwärts des Frijoles Canyon in 27 Quellen austritt, von denen sieben am Ostufer liegen (Purtymun et al. 1980, S. 2). Von nur etwa 20 dieser Quellen erreicht das Wasser auch den Rio Grande, so daß er zwischen Otowi Bridge und dem Frijoles Canyon einen Zufluß zwischen 4.300 und 5.500 ac-ft jährlich aus dem Grundwasserleiter erhält (Environmental Protection Group 1993, S. 2/9). Dagegen verliert der Rio Grande flußabwärts des Frijoles Canyon Wasser an den Grundwasserleiter, da der Grundwasserleiter in diesem Abschnitt unter der Wasseroberfläche liegt, während er flußaufwärts des Frijoles Canyon über den Wasserspiegel des Rio Grande reicht (Griggs 1964, S. 21, Purtymun & Adams 1980, S. 1-25).

[9]Die Seitencanyons im Untersuchungsgebietes, welche in der topographischen Karte 1:24.000 keine Eigennamen haben, wurden durchnummeriert, um eine eindeutige Ansprache in dieser Arbeit zu ermöglichen. Im weiteren Text werden sie mit C1 usw. abgekürzt.

4.3 Klima

Im Untersuchungsgebiet herrscht ein semiarides, kontinentales Bergklima (*semiarid continental mountain climate*) (Foxx 1984, S. 2). Die klimatischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet werden am besten von den drei benachbarten Wetterstationen auf dem Pajarito Plateau, nämlich beim Headquarter im Bandelier National Monument (7.040 ft üNN), in Los Alamos (7.400 ft üNN) und in White Rock (6.380 ft üNN), beschrieben, da im White Rock Canyon (5.350 ft üNN) selbst keine Wetterstation unterhalten wird. Los Alamos liegt etwa 10 mi westlich des Rio Grande (BNM, 1996). Die Daten der Station in White Rock, wo seit 1964 Temperatur, Niederschlag und Luftfeuchtigkeit gemessen werden (Bowen 1992, S. 5), dürften die Verhältnisse am Rio Grande am besten repräsentieren, da die Station am östlichen Rande des Pajarito Plateau in geringer horizontaler Distanz zum Rio Grande liegt und mit 1.030 ft die geringsten Höhendifferenz zum Canyonboden hat.

Tab. 5: Monatsdurchschnittstemperaturen und -niederschlag für White Rock (1965-1990)

Monat	*Temperatur (°F)*	*Temperatur (°C)*	*Niederschlag (in)*	*Niederschlag (mm)*
Januar	28,1	-2,2	0,57	14,5
Februar	33,0	0,5	0,58	14,7
März	40,6	4,8	0,87	22,1
April	48,1	8,9	0,68	17,3
Mai	56,6	13,7	0,97	24,6
Juni	66,7	19,3	1,00	25,4
Juli	70,7	21,5	2,23	56,6
August	68,3	20,2	2,37	60,2
September	61,2	16,2	1,52	38,6
Oktober	50,3	10,2	1,13	28,7
November	38,7	3,7	0,77	19,5
Dezember	29,6	-1,3	0,81	20,6
Jährliches Mittel	49,3	9,6	13,50	342,8

(*Quelle*: Bowen 1992, S. 8)

Das Klima hat eine große tägliche und jahreszeitliche Schwankungsbreite. Im Juli, dem heißesten Monat, beträgt die durchschnittliche Temperatur 71°F (21,5°C), während die monatliche Durchschnittstemperatur im Januar, dem kältesten Monat, auf 28°F (-2,2°C) sinkt, so daß die jährliche Temperaturspanne 43°F (23,7°C) beträgt. Die Spanne zwischen der niedrigsten und höchsten Temperatur eines Tages beträgt im Juni ca. 31°F (17°C), wobei die Nachttemperaturen bis 50°F (10°C) fallen können, und im Dezember und Januar ca. 28°F (15°C), wobei die Tagestemperaturen bis 50°F (10°C) klettern können. Die höchste in Bandelier gemessene Temperatur betrug 106°F (41,1°C) und die niedrigste -23°F (-30,5°C) (Foxx 1984, S. 2, Bowen 1992, S. 8 f). Die Temperaturen variieren mit der Höhenlage, so daß sie in Los Alamos (7.400 ft üNN) durch-

schnittlich 3°C niedriger liegen als in White Rock und in den Jemez Mountains bei 8.500 ft üNN nochmals 3°C tiefer als in Los Alamos (Bowen 1992, S. 8). Folglich müßten die Temperaturen im Tal des White Rock Canyon durchschnittlich bis zu 3°C höher liegen als in White Rock, da der Höhenunterschied etwa 1.000 ft beträgt. Die Wachstumsperiode in White Rock umfaßt 145 Tage (Bowen 1992, S. 9).

Die durchschnittliche jährliche Niederschlagsmenge beträgt in White Rock 13,5 in (342 mm), wobei etwa die Hälfte der Niederschläge von Juli bis September während der Monsunzeit in Form von kurzen, aber intensiven und räumlich eng begrenzten Gewitterschauern fällt, die oftmals von Hagel begleitet sind. Diese intensiven Niederschläge führen zu schnellem Oberflächenabfluß, welcher die ansonsten trockenen Arroyos auf dem Plateau innerhalb kürzester Zeit zu Flashfloods anschwellen lassen kann (Reneau & McDonald 1996, S. 2). Die feuchte Luft, die, wie schon in Kapitel 2.3 dargestellt, aus dem Golf von Mexiko kommt, läßt zusammen mit der starken Erhitzung der Landoberfläche instabile atmosphärische Verhältnisse entstehen, was zu konvektiven Niederschlägen mit Gewittern führt. Dieser Effekt wird durch die orographische Komponente der Jemez Mountains noch verstärkt, so daß die Niederschläge ebenso wie im gesamten oberen Einzugsgebiet des Rio Grande mit der Höhe zunehmen (Abb. 23). Die sommerlichen Niederschläge (Juli bis September) betragen in White Rock 6 in (152 mm) und steigen gen Westen am Fuße der Jemez Mountains auf 10 in (254 mm) an, obwohl die horizontale Distanz nur ca. 12 mi beträgt. Dieses Profil bleibt auch in der Jahressumme erhalten, wobei die Niederschläge beim Cochitidamm mit ca. 10 in (254 mm) (USACOE 1974, S. 2/19, Griggs 1964, S. 15) auf 30 in (761 mm) in den Jemez Mountains steigen (Reneau & McDonald 1996, S. 4, Purtymun & Adams 1980, S. 2). Die winterlichen Niederschläge fallen in Form von Schnee. Die Schneehöhe wurde in Los Alamos in der Summe eines Winters (Oktober bis Mai) mit 59 in (1500 mm) gemessen und in White Rock auf 25 bis 30 in (640-760 mm) geschätzt. Die Winterniederschläge sind an die Fronten von durchziehenden Zyklonen der Westwindzone gebunden, die feuchte Luft aus dem Pazifischen Ozean heranführen, wobei die Jemez Mountains infolge von Steigungsniederschlägen mehr Schnee erhalten als das Pajarito Plateau im Regenschatten. Die Variation der Niederschläge von Jahr zu Jahr ist sehr groß, was für ein semiarides Klima charakteristisch ist. In einem Aufzeichnungszeitraum von 71 Jahren in Los Alamos reichte die Spanne der jährlichen Niederschläge von 6,8 in (177 mm) bis 30,34 in (770 mm) (Bowen 1992, S. 9). Der geringste Jahresniederschlag wurde im Bandelier National Monument (zwischen 1925 und 1996) im Jahre 1956 mit 4,94 in (125 mm) gemessen und ein maximaler Jahresniederschlag mit 25,96 in (659 mm) im Jahre 1941 (BNM 1996). Der Schneefall schwankt ebenfalls von Winter zu Winter mit einer minimalen Schneehöhe von 9 in (236 mm) (1949/50) bis zu eine Rekordhöhe von 153 in (3891 mm) (1986/87). Gewittertage sind im Untersuchungsgebiet mit 61 pro Jahr häufig (Bowen 1992, S. 21). Die meisten Gewitter treten im August auf, wobei in ihrer zeitlichen Verteilung im Tagesverlauf zwei Wahr-

scheinlichkeitsspitzen festzustellen sind, nämlich zwischen 11.00 und 13.00 und am späten Nachmittag zwischen 17.00 und 18.00 (Foxx 1984, S. 3).

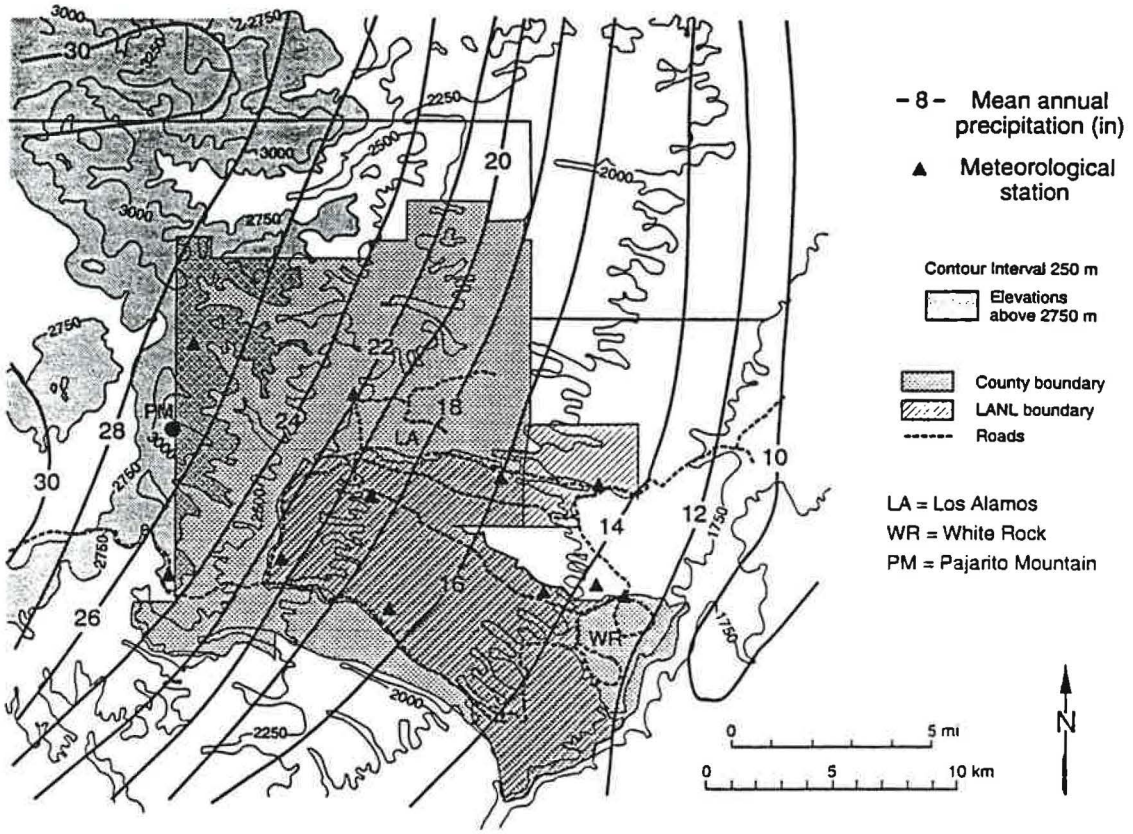


Abb. 23: Die Abhängigkeit des durchschnittlichen Jahresniederschlags von der Höhenlage im Untersuchungsgebiet
(*Quelle*: Reneau & McDonald 1996, S. 4)

Die lokalen Windverhältnisse sind durch das Relief und die Topographie bestimmt. Im White Rock Canyon herrscht eine südliche Windrichtung dem Verlauf des Rio Grande talaufwärts folgend vor, die sich aufgrund der thermischen Verhältnisse entwickelt (Bowen 1992, S. 16). Es werden Windgeschwindigkeiten von 11 mph (5 m/s) erreicht. Diese vorherrschende Windrichtung wird vom Berg-Tal-Windsystem überlagert und im Verlauf eines Tages modifiziert (Foxx 1984, S. 3), so daß nachts eine nördliche, talabwärts gerichtete Windrichtung dominiert.

Die relative Luftfeuchte beträgt im White Rock Canyon im jährlichen Durchschnitt 43%, wobei sie im Juni am niedrigsten ist und bis unter 5% sinken kann. Die potentielle Evaporation beim Cochitidamm (Ortsverdunstung) gemessen mit einem PAN-A-Evaporimeter beträgt 108 in (2741 mm) (USACOE 1974, S. 2/19). Es wird allerdings geschätzt, daß die tatsächliche, jährliche Verdunstung von einer Seeoberfläche 68% der mit einem PAN-A-Evaporimeter gemessenen Verdunstung ausmacht (Bowen 1992, S. 18), so daß die aktuelle Verdunstung aus dem Stausee 73 in (1853 mm) beträgt.

4.4 Vegetation und Böden

Die Vegetationsgemeinschaft im White Rock Canyon gehört der Pflanzenformation der Great Basin Conifer Woodlands an (Brown & Lowe 1980, Karte), welches im Areal der Upper Sonoran Zone (USACOE 1974, S. 2/24) liegt. Bei großräumiger Betrachtung ändert sich die Vegetation prinzipiell mit der Höhenlage, wie in Kapitel 2.4 bereits herausgearbeitet wurde. Die ufernahen Vegetationsgemeinschaften werden auf diesen kleinmaßstäblichen Karten jedoch nicht als eigene Klasse ausgewiesen und kartiert, da ihre Flächenausdehnung zu gering ist. Pase & Layser (1977, S.5) schätzen, daß die Auenvegetation in New Mexico Mitte der 70er Jahre etwa 280.000 ac einnahm. 1989 war ihre Fläche auf 16.600 ac geschrumpft (Bureau of Land Management 1990, S. 11).[10] Untersucht man allerdings ein kleinräumliches Gebiet wie das Arbeitsgebiet im White Rock Canyon, so ist zu berücksichtigen, daß nicht nur das großräumliche Klima, sondern auch Exposition, verfügbares (Boden-)Wasser, Bodentextur, Hangneigung und lokale Windsysteme die Vegetationszusammensetzung beeinflussen (Dick-Peddie 1993, S. 27).

Wacholder (*Juniperus monosperma*), eine der Leitpflanzen der Great Basin Conifer Woodlands, beherrscht das Bild im White Rock Canyon (Foxx 1984, S. 2). Sie kommt v.a. an den trockenen Standorten der Hänge mit mittlerem Gefälle vor, wo sich auf dem vulkanischen Ausgangsmaterial steinige, flachgründige (weniger als 20 in = 50 cm) Böden mit Blöcken in der Bodenmatrix entwickelt haben (Potter 1981, S. 15, Foxx 1984, S. 1). Pinien (*Pinus edulis*) kommen in diesen tiefen Lagen nicht mehr vor (Earth Environmental Consultants Inc. 1974, S. 18/ 24), sondern gedeihen im Nationalpark v.a. zwischen 6.230 und 6.890 ft üNN (1.900 und 2.100 m üNN) in Nachbarschaft zu *Juniperus monosperma*, die zusammen die Pflanzengesellschaft Pinyon-Juniper Woodland als Leitpflanzen prägen (Allen 1989, S. 8). Dick-Peddie (1993, S. 145) bezeichnet diese Pflanzenarten, die sowohl im ufernahen Habitat als auch in den angrenzenden (*upland*) Habitaten vorkommen, als *facultative riparian*. Nach Potter (1981, S. 14), dessen Untersuchungsgebiet im White Rock Canyon von 4 mi oberhalb des Cochitidammes bis ca. 4 mi flußaufwärts des Frijoles Canyon reicht, beträgt die Dichte der Wacholder zwischen 16 und 110 Bäume pro Acre und der Kronenschluß zwischen 10 und 55%. In dieser Pflanzengesellschaft der Juniper-Shrub Woodland kommen nach der Leitpflanze *Juniperus monosperma* die Sträucher *Artemisia dracunculoides*, *Fallugia paradoxa*, *Forestiera neomexicana*, *Opuntia imbricata*, *Quercus grisea* relativ häufig vor (Potter 1981, S. 15). Darüber hinaus findet man vornehmlich auf den Schwemmfächern des Frijoles und Alamo Canyon neben *Juniperus monosperma* auch *Pinus ponderosa*, die eigentlich für die Transition Zone charakteristisch ist. Derartige Pflanzenarten werden von Dick-Peddie (1993, S.145) als *restricted riparian* bezeichnet, da sie eigentlich auf höher gelegenen, kühleren

[10]Bei Daten bzgl. der von Auenvegetation eingenommenen Fläche ist zu berücksichtigen, daß neben der tatsächlichen Dezimierung der Bestände ein Definitionsproblem die Zahlenangaben subjektiviert. In der

Standorten der *upland* Kategorie vorkommen, die mehr Niederschlag erhalten als die Upper Sonoran Zone. In den tiefen, engen Seitencanyons ist aber dennoch oft mehr Feuchtigkeit in den Böden vorhanden als auf den angrenzenden nach Süden exponierten Hängen bzw. den ebenfalls der direkten Sonneneinstrahlung ausgesetzten Mesaflächen, da die Evaporation in den vor direkter Einstrahlung geschützten Canyons geringer ist, so daß das verfügbare Bodenwasser von der Wasserführung des Gerinnes unabhängig ist (Dick-Peddie 1993, S. 31). *Pinus ponderosa* braucht zwar mehr Feuchtigkeit, aber dennoch bevorzugt sie gut entwässerte Grobböden (Korngröße größer als 2 mm im Durchmesser), wie sie auf den alluvialen Schwemmfächern der Seitencanyons vorkommen. Sie verträgt keine Staunäße (Potter 1981, S. 18/ 50, Foxx 1984, S.1). Darüber hinaus unterscheidet Dick-Peddie zwischen *obligate riparian* Arten wie Pappeln (*Populus* spp.) und Weiden (*Salix* spp.), die ausschließlich in ufernahen Habitaten vorkommen, und *semiriparian*, die zwar auch in uferfernen Biotopen vertreten sind, aber in der Talaue andere Größen- und Dichtemerkmale aufweisen, wie z.B. Tamarisken (*Tamarix chinensis*), eine vom Menschen im Südwesten der USA eingeführte Spezies. Dick-Peddie (1993, S. 145 ff) definiert ein typisches ufernahes Habitat mittels der Pflanzenarten dieser beiden Kategorien. Das Bureau of Land Management, U.S. Department of the Interior, definiert ein ufernahes Habitat (*riparian area*) als „an area of land directly influenced by permanent water. It has visible vegetation or physical characteristics reflective of permanent water influence. [...] Excluded are such sites as ephemeral streams or washes that do not exhibit the presence of vegetation dependent upon free water in the soil." (Bureau of Land Management 1990, S. 3). Diese *riparian areas* werden u.a. zu den *wetlands* (Feuchtgebiete) gerechnet, die „a prevalence of vegetation typically adapted for life in saturated soil conditions" (Bureau of Land Management 1990, S.4) aufweisen. Vor dem Bau des Cochitidammes fand man nur an wenigen Stellen im Untersuchungsgebiet Pflanzengesellschaften mit Pappeln (*Populus fremontii* var. *wizlizenii*), die nach obiger Definition u.a. die typische ufernahe Zone (*riparian area*) charakterisieren. Potter kartiert in seiner Studie 1981 Pappeln auf den Deltasedimenten der Seitencanyons (nahe dem Rio Grande) und auf zwei großen Sandbänken zwischen dem Capulin und Alamo Canyon ebenso wie im Frijoles Canyon, wobei Wacholder (*Juniperus monosperma*) die zweite Leitpflanze dieser Pflanzengemeinschaft ist. Pappeln und Weiden brauchen wassergesättigte Böden (Dick-Peddie et al. 1987, S. 21 f). Die Oberfläche darf nicht zu hoch über dem Grundwasserspiegel liegen, denn ansonsten können die von Wind und Wasser transportierten Samen infolge von Feuchtigkeitsmangel nicht keimen. Diese idealen Verhältnisse finden sich v.a. auf großen, relativ stabilen Sandbänken, wobei Pappeln das sandige Bodensubstrat bevorzugen (Ohmart & Anderson 1982, S. 437), während Weiden auf mineralischem Feinboden (Silt und Ton) besser gedeihen (Graf 1994, S. 102). Beide Pflanzenarten brauchen direkte Sonneneinstrahlung zur Keimung ihrer Samen, wobei sie dann sehr schnell abläuft

amerikanischen Literatur überschneiden sich die Begriffe *riparian area*, *wetlands* und *aquatic vegetation*, und sie werden oft synonym, aber leider nicht immer mit einsehbarer Definitionsgrundlage verwendet.

(Finch et al. 1995, S. 137). Weiden, die oft in Vergesellschaftung mit Pappeln in den ufernahen Habitaten in New Mexico vorkommen (Dick-Peddie 1993, S. 152), werden in der Potter-Studie nur am Rande erwähnt, womit er ihnen 1981 keine Bedeutung für die Pflanzengesellschaften im White Rock Canyon zuerkannte. Man kann folglich davon ausgehen, daß Weiden sowohl vor dem Dammbau als auch kurz nach seiner Schließung nur in geringer Zahl im Untersuchungsgebiet vertreten waren. Heute sind Weiden (*Salix exigua* und *Salix caudata*) allerdings die dominierenden mehrjährigen, holzigen Pflanzenarten auf den ausgedehnten Deltasedimenten des Rio Grande im Cochitistausee flußabwärts des Canyon 8 (Allen et al. 1993, S. 41, BNM Juni 1996, Promislow 1996, eigene Geländebeobachtungen im Juli 1997). Der Grund dafür ist, daß Weiden auf den Deltaablagerungen ideale Keim- und Wachstumsbedingungen finden, wie sie vor dem Bau der Talsperre im White Rock Canyon nicht vorhanden waren. Als eine weitere typische ufernahe Pflanzenart allerdings mit untergeordneter Verbreitung war bereits vor dem Dammbau *Forestiera neomexicana* (USACOE 1974, S. 2/25) vorhanden. Die eingeschleppten Arten *Elaeagnus angustifolia* (USACOE 1974, S. 2/25) und *Tamarix chinensis* (Earth Environmental Consultants Inc. 1974, S. 29) waren bereits vor dem Aufstauen des Cochitistausees in geringer Zahl im White Rock Canyon anzutreffen. Seit Anfang dieses Jahrhunderts haben sie sich in den ufernahen Habitaten des Südwestens massiv ausgebreitet und stehen in Konkurrenz zu den heimischen Arten wie Weiden und Pappeln, welche sie im allgemeinen allzu häufig aus den Talauen verdrängen. Heute findet man eine geringe Anzahl von Tamarisken nur im oberen Abschnitt des Untersuchungsgebietes, nämlich an der Mündung des Rito de los Frijoles und des Canyon 8, ebenso wie in geringer Zahl zwischen dem Canyon 8 und dem Arroyo Montoso auf der westlichen Talaue (BNM Juni 1996). Tamarisken sind relativ anspruchslos bzgl. der Bodenart des Substrats; sie wachsen auf Böden, deren Korngrößen von Schluff bis Grobkies reicht (Graf 1994, S. 102). Das Interagency Biological Team unternahm im September 1992 im Rahmen der Arbeiten zu ihrem „Cochiti Reservoir Reregulation Interagency Biological Report" (1993) eine Exkursion in den Deltabereich des Cochitistausees. Die große Sandbank im Bereich von Sanchez/Medio Canyon war mit einjährigen Pflanzen aus der Familie der *Asteraceae* und mit jungen Keimlingen und einigen älteren Pflanzen der Gräser *Typha latifolia*, *Scirpus* spp. und *Echinochloa crusgalli*, des Krautes *Polygonum* spp. und der Bäume *Salix* spp. und *Populus wislizenii* bedeckt (Allen et al. 1993, S. 41).

Earth Environmental Consultants Inc. (EECI) führten im Jahre 1974 eine Bodenkartierung im Bandelier National Monument durch, wobei sie die wassergesättigten, alluvialen Böden entlang des Rio Grande als Aquic Haplustolls bezeichneten (siehe auch BNM April 1996-c). Dies sind nach der Beschreibung von EECI tiefe Böden mit einer Textur von sandig bis steinig. Der Oberboden ist ein sandig-kiesiger Lehm mit einer Mächtigkeit von 12 in (30 cm), der Steine enthalten kann und einen hohen Anteil an organischem Material aufweist. Oftmals findet man eine Litterauflage. Der Unterboden ist ein kiesig-sandiger Lehm oder ein lehmiger Sand mit fluvial gerundeten Steinen. Von allen Böden im Nationalpark haben sie die besten Voraussetzungen, um viel Biomasse zu produzieren (EECI 1974, S. 6).

5 HYDROLOGISCHE DATENANALYSE

In diesem Kapitel werden die Werte des Abflusses und der Sedimentfracht des Rio Grande im Untersuchungsgebiet dargestellt und ausgewertet, da diese beiden natürlichen Faktoren - neben dem direkten Eingreifen des Menschen in das Flußsystems durch wasserbauliche Maßnahmen - die Flußmorphologie prägen. Darüber hinaus wird ein Teilkapitel der Analyse des Wasserstandes im Cochitireservoir gewidmet, da die Höhe des Seespiegels den Übergangsbereich zwischen fluvialem Transport und lakustrischer Sedimentation festlegt.

5.1 Datengrundlage und -quellen

Ein Netz von Abflußmeßstellen wurde am Rio Grande schon sehr früh eingerichtet. Die Meßstelle bei Embudo flußaufwärts von Velarde am unteren Ende des Rio Grande Gorge wurde bereits 1885 errichtet und zählt mit zu den ersten im ganzen Land (Graf 1994, S. 47). Um das Abflußgeschehen des Rio Grande im White Rock Canyon nachvollziehen zu können, werden die Daten der nahe gelegensten Meßstellen Otowi Bridge bei San Idelfonso am oberen Eingang der Schlucht und bei Cochiti am Ausgang des Canyons herangezogen. Die Meßstelle Otowi Bridge begann 1895 mit der Aufzeichnung von Abflußdaten (mit einer Unterbrechung von 1906 bis 1909) und 1947 mit der Messung der Sedimentfracht (Graf 1994, S. 49). Seit der Schließung des Cochitidammes werden die Daten von Otowi Bridge zugleich als Marke der Zuflußmengen in den Stausee herangezogen (USACOE 1996, S. 5/5). Die Meßstelle Cochiti wurde 1924 errichtet und 1970 im Zuge der Dammbauarbeiten aufgelöst. Seit 1970 wird diese von drei Meßstellen ersetzt, nämlich Below Cochiti (am Hauptarm des Rio Grande), Cochiti Canal und Sili Canal, die den Abfluß und seit 1974 die Suspensionsfracht aufzeichnen und in ihrer Summe den Abfluß des Rio Grande unterhalb des Dammes ergeben, der seit dem 12. November 1973 das Abflußgeschehen stromabwärts reguliert (Blanchard 1993, S. 7).

Die Daten sind über die folgenden Quellen zugänglich:

- „U.S. Geological Survey Water-Supply Papers“ und „U.S. Geological Survey Water-Data Reports for New Mexico“: Die gedruckten Veröffentlichungen dieser Reihen enthalten die täglichen Rohdaten sowie einige Monats- und Jahressummen. Diese Veröffentlichungen sind zwar in jeder größeren amerikanischen Universitätsbibliothek enthalten, aber in Deutschland nur schwer zu bekommen.
- WATSTORE: Diese Datenbank der USGS speichert die gesamten Abfluß- und Sedimentdaten. Man kann nicht ungehindert auf diese Informationen zugreifen, aber nach Anfrage bei der USGS, Water Resources Division, können die Daten bereitgestellt und mittels FTP (File Transfer Protocol) über das Internet vom Server abgerufen werden.

- HYDRODATA ist ein System, das alle Informationen der oben genannten Quellen gespeichert hat und auf einem PC lesbar ist. Es wird von EarthInfo Inc. in Boulder, Colorado, und U.S. West Optical Publishing in Denver, Colorado, vertrieben und zum Kauf angeboten.
- Über das Internet sind die täglichen Abflußdaten seit Aufzeichnungsbeginn und die Maximalwerte des Abflusses, die aus der Datenbank WATSTORE stammen, ungehindert über die Homepage der USGS zugänglich, so daß auf diesem Wege selbige Daten für diese Arbeit zusammengetragen werden konnten. Die World Wide Web-Adresse lautet:

  http://wwwdnmalb.cr.usgs.gov/ (USGS -Water Resources Division - New Mexico District)

Folgende Daten für diese Arbeit wurden freundlicherweise vom U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District, aus ihrer Datenbank zur Verfügung gestellt: die Abflußsummen (ac-ft) bei Otowi Bridge und Cochiti, ebenso wie der Wasserstand des Cochitistausees (ft üNN).

Der Bilanzzeitraum für Wasserdaten wie z.B. die jährliche Wasserfrachtsumme umschließt immer ein hydrologisches Jahr, das am Rio Grande am 1. Oktober beginnt und am 30. September des nächsten Jahres endet, da das jährliche Abflußregime im Frühherbst ein Abflußminimum aufweist. Das hydrologische Jahr wird nach dem Kalenderjahr benannt, in dem es endet.

5.2 Abfluß des Rio Grande

Das Abflußregime am Oberlauf des Rio Grande kann als Schneeregime klassifiziert werden. Es zeigt ein Anschwellen des Abflusses von Ende März bis Mitte Juli, wobei die Spitzenwerte Mitte bis Ende Mai erreicht werden (Abb. 24). Diese Verteilung ist durch die Schneeschmelze in den Bergen bedingt, die im nördlichen New Mexico im April und in den Hochgebirgen im südlichen Colorado im Mai einsetzt. Sie ist die Quelle für die größten Wassermengen am Oberlauf des Rio Grande (Allen et al. 1993, S. 9). In manchen Jahren wird der Frühjahrsabfluß durch schwere Regenfälle aus durchziehenden Fronten verstärkt (Bullard & Wells 1992, S. 11). Im Sommer und Herbst können kurzzeitige Hochwasser auftreten, die durch die räumlich begrenzten konvektiven Niederschläge im Sommer und durch Regenfronten im Herbst hervorgerufen werden. Die Sommer- und Herbsthochwasser erreichen ihr Maximum schnell, sind aber auch nur von kurzer Dauer und relativ geringer Größe (= das gesamte Abflußvolumen eines Hochwasserereignisses). Dagegen schwillt der Fluß im Frühjahr langsam an, aber das Hochwasser erreicht bei einer längeren Dauer (ca. zwei Monate) wesentlich höhere Abflußmengen. Ein Hochwasserereignis ist am Rio Grande bei Otowi Bridge mit dem Überschreiten der 5.000 cfs-Marke definiert (Lagasse 1981, S. 32), die mit der Wiederkehrzeit von 1,8 Jahren des bordvollen (= gerinnefüllenden) Abflusses zusammenfällt (Allen et al. 1993, S.9). Ein Intervall von 1,5 Jahren wird im allgemeinen als guter Schätzwert der Wiederkehr des bordvollen Abflusses angesehen (Chorley et al. 1984, S. 289). Die Wasserführung erreicht außerhalb der Frühjahrshochwasser nur selten einen Wert über 2.000 cfs (Allen et al. 1993, S. 9).

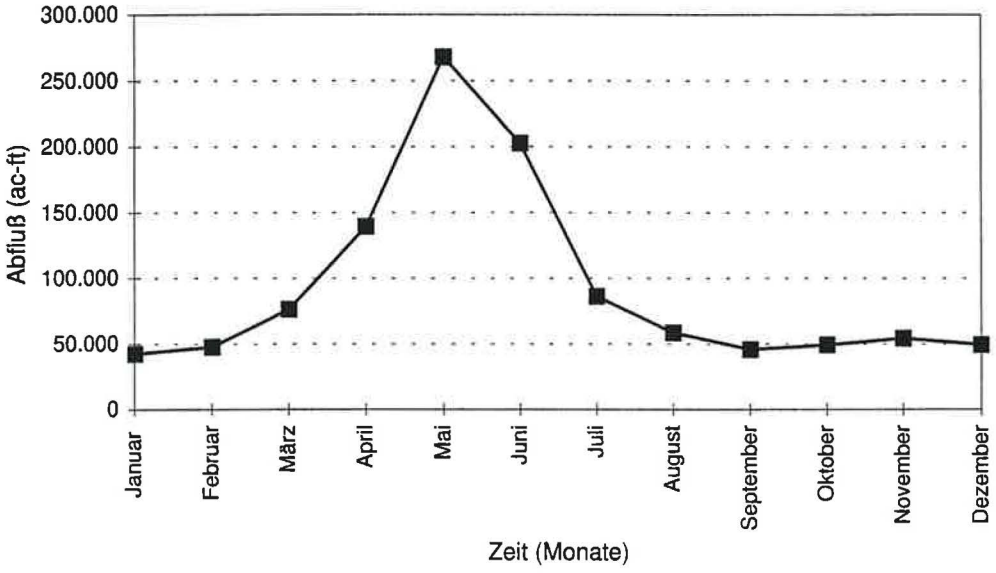


Abb. 24: Das Abflußregime am Oberlauf des Rio Grande
(durchschnittliche Monatssummen des Ablusses bei Otowi Bridge 1910-1993)
(eigener Entwurf, 1998, mit den Daten aus USACOE 1996, Tab. 4-4)

Die durchschnittliche jährliche Wasserfracht (1910-1991) beträgt bei Otowi Bridge, bei einem Einzugsgebiet von 14.300 mi^2 (wobei 2.940 mi^2 im abflußlosen Teil des San Luis Basin in Colorado kein Wasser liefern), etwa 1.119.000 ac-ft/Jahr (USACOE 1996, Tab. 4-4). Die jährliche Wasserfracht ist die gesamte Wassermenge, die eine Meßstelle in einem hydrologischen Jahr passiert. Diese Größe repräsentiert die Kraft, die der Fluß zur Verfügung hat, um Arbeit zu leisten, wie etwa Sediment zu transportieren oder zu erodieren. Folglich stellt die jährliche Sedimentfracht, d.h. die Gesamtmenge an Suspensionsfracht[11], die die Meßstelle in einem Jahr passiert, ein Maß der verrichteten Arbeit des Flusses dar (Graf 1994, S. 51). Wie sich eine Erhöhung des Abflusses konkret im Gerinne auswirkt, hängt von der Beschaffenheit des Gerinnequerschnittes ab. Wenn die Gerinnebreite durch eine felsige Wandung festgelegt ist, erhöhen sich Geschwindigkeit und Wasserstand mit steigendem Abfluß schneller als bei freien, alluvialen Gerinnequerschnitten, wo sich die Breite durch Erosion an den Abfluß anpassen kann. Bei einem Abfluß unter 1.000 cfs wird bei Otowi Bridge, wo das schmale und tiefe Gerinne in seiner Geometrie durch den anstehenden Fels festgelegt ist, mehr Sediment transportiert als in breiten Querschnitten. Bei einem Abfluß über 4.000 cfs trifft das Gegenteil zu (Nordin & Beverage 1965, S. 16). Bei den engen Querschnitten erfolgt bei Hochwasser Degradation und bei Niedrigwasser Aggradation (Culbertson & Dawdy 1964, S. 36).

Obwohl die Abflußsumme von Jahr zu Jahr stark variieren kann, wie dies für Wasserläufe im semiariden Südwesten typisch ist, läßt sich dennoch ein genereller Langzeittrend erkennen. Bei

[11]Da die Methoden zum Messen der Geschiebefracht mit Problemen behaftet sind und ungenaue Ergebnisse entstehen lassen, wird nur die Suspensionsfracht routinemäßig gemessen und aufgrund praktischer Gesichtspunkte als Wert der Sedimentfracht herangezogen.

der Interpretation von Abb. 25 ergibt sich folgendes Bild: Die ersten beiden Dekaden dieses Jahrhunderts zeigen einen Anstieg der Abflußsummen mit den meisten hohen Abflußjahren in Folge, bis Anfang der 20er Jahre eine Trendwende einsetzt und die Abflußmenge abnimmt, bis Mitte der 50er Jahre ein Minimum erreicht ist. Die Jahre 1941 und 1942 durchbrechen diesen Trend; 1941 lieferte die Rekordsumme dieses Aufzeichnungszeitraumes 1895-1989. Seit dem Ende der 50er Jahre gibt es einen beständigen Aufwärtstrend bis zum Ende der 80er Jahre.

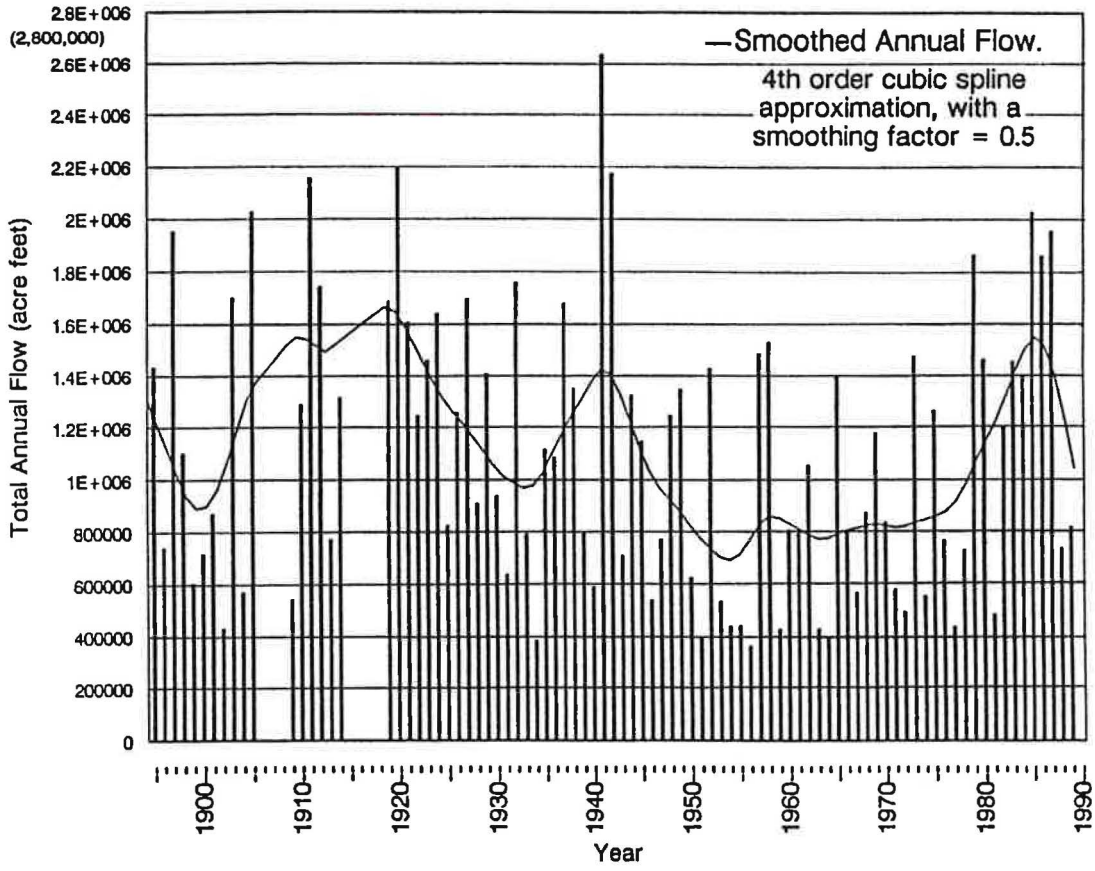


Abb. 25: Jahressummen des Abflusses des Rio Grande bei Otowi Bridge (1895-1989) und der Langzeittrend der Abflußentwicklung
(*Quelle*: Allen et al. 1993, S. 7)

Die durchschnittliche Wasserführung an der Meßstelle Otowi Bridge beträgt 1.530 cfs (1895-1970) und bei Below Cochiti 1.442 cfs (1971-1996) (WATSTORE 1997). Die bisher gemessene maximale Wasserführung betrug am 23. Mai 1920 24.400 cfs und das Minimum sank auf 60 cfs am 4. Juli 1902 (Allen et al. 1993, S. 6). Die maximale Wasserführung beim Cochitidamm betrug seit der Einrichtung der neuen Meßstelle im Jahre 1970 10.300 cfs und das Minimum 0,35 cfs (Bullard & Wells 1992, S. 13). Hochwasser bewirken die größten Veränderungen im Gerinne und haben die größte Kraft, um Arbeit zu verrichten. Die Größe der verrichteten Arbeit

steht meist in direkter Beziehung zur Größe des Jahreshochwassers, welche wiederum stark mit der Jahressumme der Sedimentfracht korreliert (siehe Anhang 11.2.2). Der Datensatz der maximalen Wasserführung (cfs oder m^3/s) eines jeden Jahres wird als Hochwasserreihe bezeichnet (Graf 1994, S. 51), mit deren Hilfe Aussagen über den Zeitpunkt möglicher Veränderungen im Gerinne infolge von Hochwasser gemacht werden können. Der Langzeittrend der Hochwasserreihe korreliert mit dem Langzeittrend der Abflußjahressummen, weil ein erheblicher Anteil der Abflußsumme mit dem Frühjahrshochwasser zusammenhängt, die meist zugleich die höchste Wasserführung eines Jahres bringen. In der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts traten häufiger größere Hochwasser auf, während im Zeitraum zwischen 1950 und 1980 die Hochwasserspitzen abnahmen. Seit den 80er Jahren ist wieder ein Aufwärtstrend bei der Größe der Hochwasser festzustellen (siehe Anhang 11.2.2 und Abb. 26).

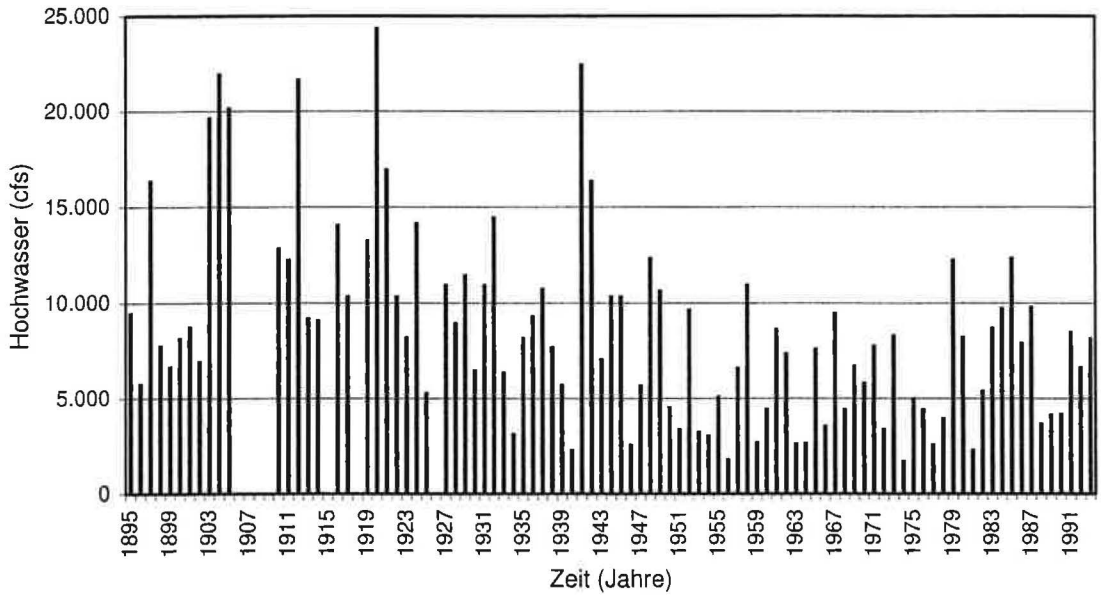


Abb. 26: Hochwasserreihe des Rio Grande bei Otowi Bridge (1895-1993)
(eigener Entwurf, 1998, mit den Daten aus USGS Juni 1997)

Seit der Messung von Abflußdaten traten am Rio Grande bei Otowi Bridge in den Jahren 1905 (20.200 cfs), 1920 (24.400 cfs) und 1941 (22.500 cfs) (USGS Juni 1997) außergewöhnlich starke Frühjahrshochwasser auf, die lange dauerten und hohe Abflußmengen lieferten. Die Abflußspitzen lagen jeweils in der zweiten Maihälfte. Das Hochwasser im Jahre 1920 erstreckte sich über den Zeitraum von Mai bis Juli, wobei bei Otowi an 12 Tage 20.000 cfs überschritten wurden. Dieses Ereignis wurde von außergewöhnlich großen Schneemassen in den Bergen von Südcolorado und Nord-New Mexico hervorgerufen. Die Schneeschmelze wurde durch warme Mairegen beschleunigt, die die Flüsse zusätzlich anschwellen ließen. Die gleiche Ursache hatte das Hochwasser von 1941, das bei Otowi an 5 Tagen 20.000 cfs überschritt und ebenfalls von Mai bis Juli dauerte. Außergewöhnliche Herbsthochwasser ereigneten sich am 29.9.1904 mit 22.000 cfs und am

7.10.1911 mit 21.700 cfs Spitzenabfluß (USGS Juni 1997). Das Hochwasser vom Oktober 1911 wurde durch schwere Regenfälle am 4. und 5. Oktober in Südwestcolorado und West-New Mexico verursacht, nachdem im September bereits überdurchschnittliche Niederschlagsmengen fielen. Diese Flashflood war jedoch nur von kurzer Dauer (USACOE 1996, S. 4/11 ff).

Die Daten der Meßstelle Cochiti spiegeln sowohl den Trend der Abflußentwicklung wider, wie er für Otowi Bridge für dieses Jahrhundert bereits beschrieben wurde als auch die Verteilung der Hochwasser. Das ist nicht verwunderlich, da die beiden Meßstellen nur knapp 30 Flußmeilen (48 km) auseinander liegen und keine größeren Nebenflüsse in diesem Abschnitt in den Rio Grande münden. Durch die Schließung des Cochitidammes wurde nicht die jährliche Wasserfracht (vgl. Anhang 11.2.2 und 11.2.3) entscheidend verändert, sondern die Verteilung des Abflusses über das Jahr (siehe Anhang 11.2.1), was den gesetzlich geregelten Betriebsmodus des Stausees reflektiert: Der Hochwasserabfluß im Mai wird durch den Damm verringert. Die aufgestauten Wassermassen werden verstärkt im Juli, Januar und Februar abgelassen, so daß der Hochwasserspeicherraum Ende März wieder leer ist, um die neuen Schmelzwasser zurückzuhalten. Darüber hinaus werden die Spitzen der Wasserführung unterhalb des Dammes so weit abgeschwächt, daß die Gerinnekapazität im Middle Valley nicht überschritten wird und Uferdammbrüche und Überschwemmungen verhindert werden. Von Juli bis März beträgt die durchschnittliche monatliche Wasserführung am Rio Grande Below Cochiti ca. 1.000 cfs. Von April bis Juni, wenn im Normalfall die Wassermassen aus den erhöhten Frühjahrsabflüssen aus dem Stausee abgelassen werden, liegt der monatliche Durchschnittswert unterhalb des Dammes bei 2.000 bis 3.200 cfs (Blanchard 1993, S. 7). Durch den Bau der Stauanlage wurden die Hochwasserabflußspitzen im Middle Valley bei der Meßstation San Felipe bedeutend unter den gerinnebildende Abfluß von 11.166 cfs, der vor dem Bau der Talsperre eine zweijährige Wiederkehrwahrscheinlichkeit hatte, gesenkt. Die Wasserführung mit zweijähriger Wiederkehrwahrscheinlichkeit liegt seit der Schließung der Stauanlage bei 5.650 cfs (Sanchez & Baird 1997, S. 607).

5.3 Ursachen der Abflußvariabilität

Die Gründe für die zeitliche Variabilität der Wasserfracht und der Hochwasserreihe am Rio Grande sind noch nicht eindeutig geklärt, aber es lassen sich drei Faktoren festmachen, die in ihrer Summe das Abflußgeschehen beeinflussen: Dämme, Landnutzung und Klima (Graf 1994, S. 54 ff). Der Zeitraum der generellen Abnahme der Wasserfracht nach 1920 fällt mit dem Bau von Staudämmen in den San Juan und Sangre de Cristo Mountains zur Bereitstellung von Bewässerungswasser für das San Luis Valley zusammen (vgl. Kapitel 3.1). Obwohl das aufgestaute Wasser zur Bewässerung verwendet wird und ein geringer Anteil verdunstet, dürften diese Staudämme nur einen geringen Einfluß auf die Wasserfracht haben, da seit den 80er Jahren die Abflußsummen trotz der Dämme wieder ansteigen. Dämme haben jedoch einen größeren Einfluß auf die Hochwasserreihe. Einerseits werden die Abflußspitzen abgeschwächt (vgl. Anhang 11.2.2 und 11.2.3) und andererseits die Verteilung der Wasserführung im Jahresverlauf modifiziert (siehe Anhang 11.2.1) (USACOE 1989, S. 34), wie man beim Vergleich entsprechender Daten von Otowi und Cochiti ersehen kann.

Die hohen Abflußsummen Anfang dieses Jahrhunderts können mit dem vermehrten Holzeinschlag und dem Aufstocken an Weidevieh Ende des 19. und Anfang dieses Jahrhunderts zusammenhängen (Allen 1989, S. 145 ff). Die Zerstörung der Pflanzendecke erhöht den Oberflächenabfluß, so daß auch die Wasserführung in den Flüssen ansteigt. Spätere Bodenerhaltungsmaßnahmen mögen eine Trendumkehr bewirkt haben. Für die Einzugsgebiete kleinerer Wasserläufe im Südwesten konnte nachgewiesen werden, daß die Überweidung auch zu größeren Hochwassern führt. Dieser Zusammenhang konnte allerdings für Flüsse erster Ordnung, wie den Rio Grande, nicht bestätigt werden und bleibt bis dato spekulativ (Graf 1994, S. 55). Erhöhte Frühjahrsabflüsse bei Otowi Bridge Anfang dieses Jahrhunderts können allerdings mit dem Wirtschaften des Menschen in Verbindung gebracht werden. Am Rio Santa Barbara und am Rio del Pueblo, Nebenflüsse des Rio Grande flußaufwärts von Española, wurden im Frühjahr zwischen 1909 und 1926 abgeholzte Baumstämme in Form der Wilddrift flußabwärts bis Cochiti Pueblo transportiert, wodurch die Wasserführung auch im Rio Grande infolge des Einreißens der temporären Dämme an den Tributären, die die Schmelzwasser zurückhielten, erhöht wurde (DeBuys 1985, S. 227-230). Mit dem Ende des Holzeinschlags und durch spätere Aufforstungsmaßnahmen zeichnete sich die Wasserführung der Nebenflüsse weniger durch Extreme aus.

Die letzte und wichtigste Erklärung der Abflußvariabilität ist das Klima und sein Einfluß auf die jährliche Niederschlagsvariabilität in den San Juan und Sangre de Cristo Mountains, die die Wasserquellen für den Abfluß im Oberlauf des Rio Grande sind. Das Wettergeschehen im nördlichen Einzugsgebiet des Rio Grande, das im Winter von den südlichen Ausläufern der Westwindzone gestreift wird und im Sommer im Aktionsbereich der tropischen Luftmassen aus dem Golf von Mexico liegt, ist den großräumigen, periodischen Schwankungen der planetarischen Zirkulation

unterworfen. In manchen Jahren dringen z.B. die Zyklonen der Westwindzone weiter nach Süden vor und bringen mehr Niederschläge als in anderen Jahren. Die hohe Spannbreite des Abflusses der Flüsse im Südwesten wird von Molles & Dahm (1990) mit dem El Niño Southern Oscillation (ENSO)-Phänomen in Zusammenhang gebracht. Während eines El Niño-Jahres treten im tropischen Bereich des Ostpazifik eine erhöhte Oberflächentemperatur des Wassers und zugleich ein erniedrigter barometrischer Luftdruck auf, was ideale Bedingungen für die Entstehung von Zyklonen sind, die dem tropischen und subtropischen Süd- und Nordamerika starke Niederschläge bringen. In einem El Niño-Jahr steigt auch die Niederschlagsmenge im Winter und Frühjahr im Südwesten der USA, was sich in einem überdurchschnittlichen Abflußvolumen widerspiegelt. 1941, das am Rio Grande bei Otowi Bridge die höchste Abflußsumme seit dem Beginn der Datenmessung lieferte, war ein El Niño-Jahr. Herrschen über dem tropischen Ostpazifik genau die gegenteiligen Verhältnisse, nämlich eine erniedrigte Oberflächentemperatur des Wassers und ein erhöhter Luftdruck, so ist dies der Entstehung von Zyklonen hinderlich, und man spricht von einem La Niña-Jahr, das im Südwesten der USA Dürreperioden bringen kann. Die größte Dürre dieses Jahrhunderts im Südwesten, die vom Ende der 40er Jahre bis 1957 dauerte (Jetton & Kirby 1970, S. 95/ 176), korreliert mit den La Niña-Perioden von 1950-51 und 1954-57. Darüber hinaus reflektiert die Kurve der Wasserfracht auch die Dürre der 20er und 30er Jahre, die v.a. in den Plains eine Naturkatastrophe verursachte. Das Abflußgeschehen läßt den Trend von langanhaltenden Dürre- und Feuchteperioden ebenso erkennen wie die jährlichen Schwankungen.

5.4 Sedimentfracht des Rio Grande

Die an den Meßstellen aufgezeichnete Sedimentfracht umfaßt immer nur die Suspensionsfracht, weil die Meßinstrumente das Sediment, das in den untersten 0,3 ft (9 cm) der Strömung transportiert wird, nicht messen können (USACOE 1982, S. 6). Um die gesamte Sedimentfracht, die die Meßstelle Otowi Bridge passiert, zu erhalten, müssen laut USACOE (1982, S. 6 f) etwa 20% der gemessenen Suspensionsfracht hinzuaddiert werden.[12] Die Suspensionsfracht enthält am Rio Grande bei Otowi Bridge unter normalen Abflußbedingungen etwa 50% Schwebstoffe der Ton- und Siltfraktion (Graf 1994, S. 65, USACOE 1982, S. 6). Die maximale Suspensionsfracht, die an einem Tag bei Otowi Bridge gemessen wurde, wurde 1961 mit 332.000 t (amerikanische Tonne!) registriert und das Minimum wurde 1963 mit 2,7 t gemessen. In den Daten der Sedimentfracht zeigt sich die Wirkung eines Staudammes am deutlichsten. Bei der Meßstelle Below Cochiti war die maximale Tagessumme im Meßzeitraum 1974-1987 4.580 t und der kleinste Wert betrug 0,02 t (Bullard & Wells 1992, S. 14). Der Differenzbetrag zwischen Otowi Bridge und Below Cochiti wird in dem Flußabschnitt zwischen diesen beiden Meßstellen sedimentiert.

[12]Graf (1994, S. 67) beziffert den Wert der Geschiebefracht auf 14%.

Der Sedimenthaushalt ist ein Indiz für die Dynamik des fluvialen Systems. Die transportierte Sedimentmenge läßt Rückschlüsse auf die im Fluß verfügbare Kraft zu, welche in direktem Zusammenhang mit der Größe der Hochwasser steht. Die größte Jahressumme der Suspensionsfracht wurde bei Otowi Bridge seit der Sedimentmessung 1947 im Jahre 1958 registriert, ein Jahr, in dem regional begrenzte Hochwasser sowohl am Oberlauf des Rio Grande als auch an seinen hier mündenden Nebenflüssen auftraten (Graf 1994, S. 69). Wäre 1941 und 1920 die Sedimentfracht gemessen worden, so hätten diese Jahre mit Spitzenhochwasserabflüssen die Sedimentjahressumme von 1958 sicherlich übertroffen. Vor 1958 treten hohe Jahressummen häufiger auf als nach 1958, als eine Periode mit einem leichten Abwärtstrend in der jährlichen Sedimentfracht beginnt, obwohl generell starke Schwankungen von Jahr zu Jahr im gesamten Meßzeitraum auftreten (Abb. 27). Die Abnahme des Sedimentstromes von 1947 bis Anfang der 90er Jahre hängt mit der tendenziellen Abnahme der Wasserfracht zusammen, die als Transportmedium fungiert. Die Meßstelle beim Cochitidamm begann erst 1974 mit der Aufzeichnung von Sedimentdaten, so daß für die Zeit vor dem Staudammbau keine empirischen Daten vorliegen, um exakte Aussagen über den Sedimenthaushalt im White Rock Canyon zu machen. Nach Graf (1994, S. 171) wurden im White Rock Canyon auf der Höhe der Mündung des Rito de los Frijoles vor dem Staudammbau keine großen Mengen der Sedimentfracht des Rio Grande abgelagert, da die Talsohle sehr schmal und weitgehend von steilen Basaltwänden eingeengt ist, so daß eine breite Talaue fehlt, wo bei über die Ufer tretendem Hochwasser Sediment abgelagert werden könnte. Die fluvialen Ablagerungen blieben also hauptsächlich auf das Gerinne selbst begrenzt, das oft die gesamte Talsohle einnimmt. Der Stausee fungiert heute als Sedimentfalle für nahezu die gesamte Suspensions- und Geschiebefracht des Rio Grande, so daß die Verlandungsrate des Cochitireservoirs ca. 97% beträgt (USACOE 1982, S. 7). Die jährlichen Schwankungen, die bei Otowi Bridge auftreten, spiegeln sich dennoch in den Daten der Meßstelle Below Cochiti wider (vgl. Anhang 11.2.2 mit 11.2.3).

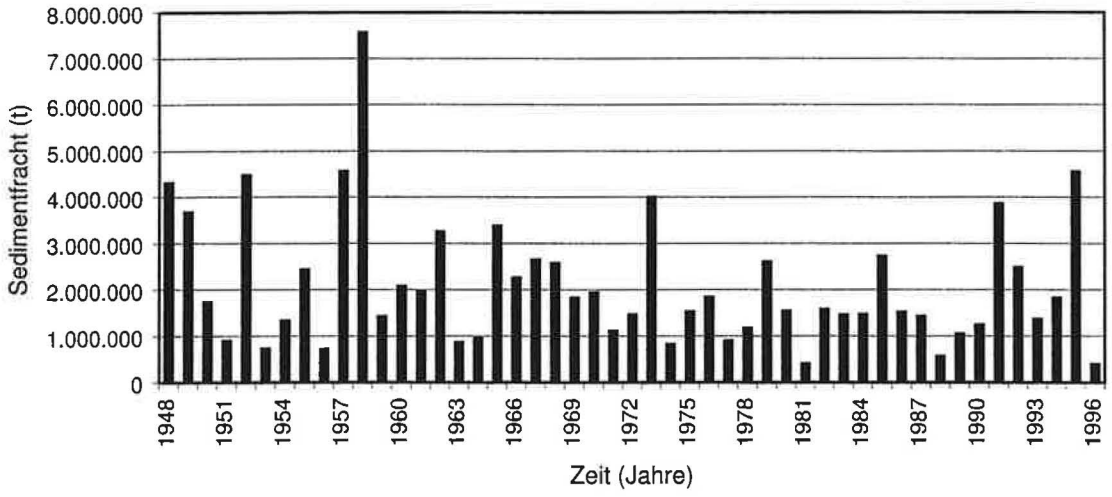


Abb. 27: Jahressummen der Sedimentfracht des Rio Grande bei Otowi Bridge (1948-1996)
(eigener Entwurf, 1998, mit den Daten aus Graf 1994, S. 247 und WATSTORE 1997)

5.5 Wasserstand im White Rock Canyon

Der Wasserstand ist im White Rock Canyon v.a. seit der Schließung des Cochitidammes starken Schwankungen unterworfen, da er nicht nur vom Abflußgeschehen, sondern auch vom Betriebsmodus des Staudammes beeinflußt wird. Vor dem Bau der Talsperre erreichte der Pegel beim Hochwasser von 1941 bei einer Wasserführung von 23.400 cfs bei Cochiti einen Stand von ca. 11 ft über der Eichmarke der Meßstelle.

Abb. 28 zeigt die Ganglinie der Wasserspeicherung von 1975 bis 1992 und den maximalen monatlichen Zufluß gemessen bei Otowi Bridge. Die Größe und zeitliche Verteilung des Zuflusses und die Höhe des Seespiegels korrelieren in den Jahren 1979, 1980, 1983, 1984, 1989, 1991 und 1992; die erhöhten Schneeschmelzeabflüsse im Frühjahr führten zu einer temporären Erhöhung des Seespiegels, der bis Juli wieder auf den normalen Pegel des Arbeitsspeichers gebracht werden konnte, wie dies nach der gesetzlichen Grundlage vonstatten zu gehen hat. In den Jahren 1985, 1986 und 1987 wurde jedoch unverhältnismäßig viel Wasser zurückgehalten, wobei 1985 und 1987 Wasser im Hochwasserschutzraum sogar über den Winter aufgestaut wurde, obwohl die Frühjahrsabflüsse im Bereich der Werte von 1979, 1980, 1983 und 1984 lagen. Die Ursachen für die vermehrte Wasserrückhaltung lagen außerhalb des direkten Zusammenhangs mit der einfließenden Hochwassermenge: Sie wurde von einer verminderten Gerinnekapazität im Deltabereich des Elephant Butte-Reservoirs am unteren Ende des Middle Rio Grande Valley, von Bau- und Vermessungsmaßnahmen flußabwärts und von taktischen Überlegungen hinsichtlich der Wasserkonservierung, um die vertraglich festgelegten Wasserlieferungen an Mexiko leichter erfüllen zu können, diktiert.

Neben den jahreszeitlichen Schwankungen der Seespiegelhöhe wurde der genehmigte Stand des Arbeitsspeichers schrittweise der Sedimentakkumulation im Deltabereich angepaßt, weil durch die Sedimentablagerungen bei gleichbleibender Seespiegelhöhe die Seeoberfläche kleiner wird und nicht mehr die genehmigten 1.200 ac umfaßt. Die Seespiegelhöhe des Arbeitsspeichers, der durch die Seeoberfläche von 1.200 ac definiert ist, wurde 1975 auf 5.321,4 ft üNN festgelegt (USACOE 1979, S. 14). Schon im Oktober 1981 hatte sich soviel Sediment abgelagert, daß beim ursprünglich festgesetzten normalen Pegelstand 170 der 1.200 ac verlorengegangen waren, so daß der Seespiegel auf 5.327,7 ft üNN angeglichen wurde (USACOE 1982, S.4). Bei den Nachmessungen im Oktober 1986 stellte man fest, daß der Seespiegel auf 5.332,3 ft erhöht werden muß, um die nun fehlenden 147 ac auszugleichen (USACOE 1990, S.2). Schließlich wurde im Juni 1991 eine Angleichung auf 5.336 ft nötig (USACOE 1996, S. A/2). Darüber hinaus können die täglichen Schwankungen der Seespiegelhöhe bis zu 1 ft (30 cm) aufgrund der Schwierigkeiten, den Ablaß genau der einfließenden Wassermenge anzupassen, betragen (Allen et al. 1993, S. 42). Bis in die 90er Jahre erfolgt die Angleichung des Seespiegels an die Aggradation im Deltabereich durch eine jeweils einmalige Anhebung um einige Fuß im Abstand von mehreren Jahren nach den Vermes-

sungen des Stauraumes durch das USACOE, was der Berechnung des neuen Verhältnisses von Seeoberfläche zur entsprechenden Fassungskapazität bei einem bestimmten Wasserstand diente. Auf Anregungen des „Interagency Biological Report" (Allen et al. 1993) hin, wurde im „Water Control Manual, Cochiti Lake, Rio Grande Basin, New Mexico" (USACOE 1996) eine Neuregelung der Seespiegelanpassung festgelegt. Im Verlauf eines jeden Jahres wird der Seespiegel zur Aufrechterhaltung der Oberfläche des Arbeitsspeichers von 1.200 ac um ca. 1 ft angehoben, um die Sedimentakkumulation auszugleichen. Die aufgestauten Frühjahrshochwasser werden bis spätestens 1. Juli bis auf die Höhe des neuen Seespiegels abgelassen, um die Sedimentablagerung des vergangenen Jahres und die Verluste der Frühjahrsevaporation auszugleichen. Die Verdunstungsverluste der Sommermonate werden erst im Herbst und Winter wieder mit Wasser aus dem San Juan-Chama Trans-Mountain Diversion Project aufgefüllt (Abb. 29). Die Neuregelung der jährlichen Seespiegelangleichung hat den Vorteil, daß das ufernahe Habitat auf den Deltasedimenten nicht mehr durch die Überschwemmungen infolge der sprunghaften Wasserstandserhöhung zerstört wird. Der im Jahresverlauf gestaffelte Ausgleich der Verdunstungsverluste ist auf Wachstum und Keimung der ufernahen Vegetation und den Laichzyklus der Fische abgestimmt. Die Dauer und Größe der Hochwasserspeicherung soll im Frühjahr so kurz und gering wie möglich sein, um das Überleben der mehrjährigen Pflanzen, wie Weiden und Pappeln, auf den Sandbänken zu gewährleisten (Allen et al. 1993, S. 53 ff, USACOE 1996, S. 7/6).

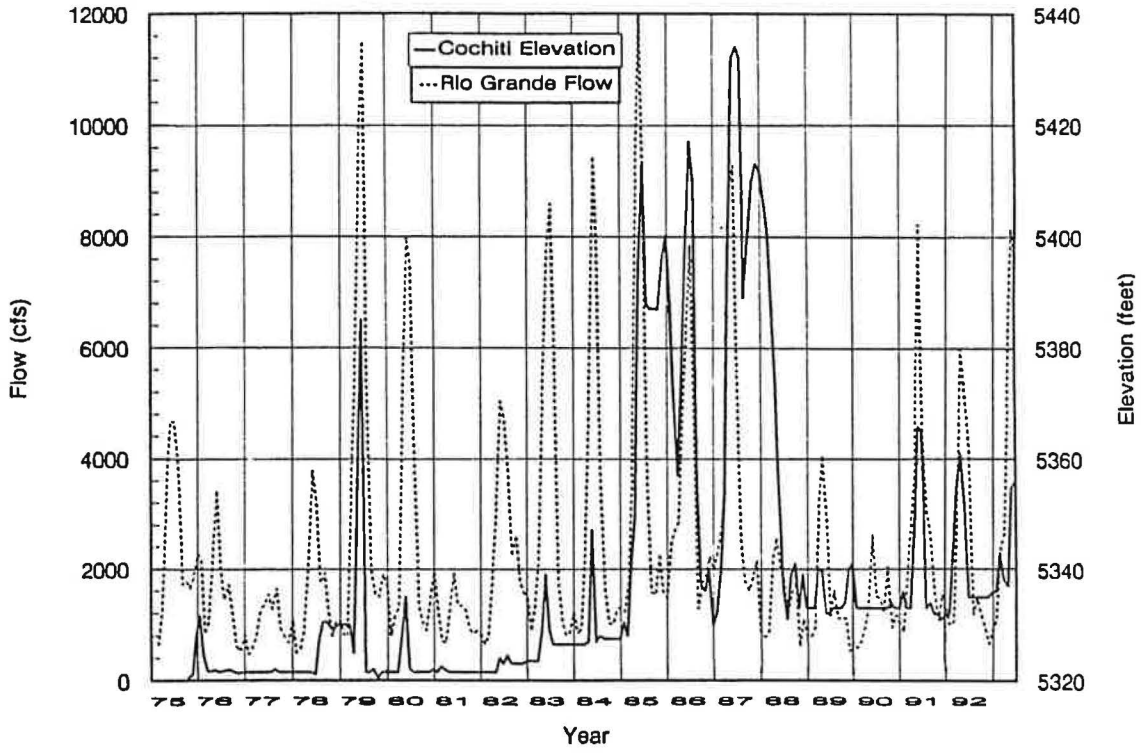


Abb. 28: Maximale monatliche Abflußwerte des Rio Grande bei Otowi Bridge und der Wasserstand im Cochitistausee (1975-1992)
(*Quelle*: Allen et al. 1993, S. 4)

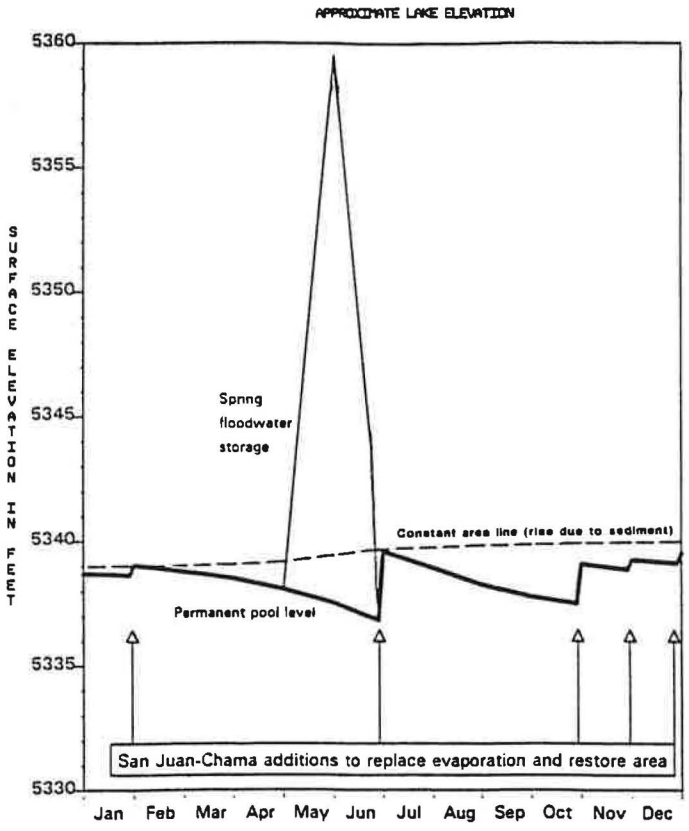


Abb. 29: Anpassung des Seespiegels im Cochitistausee an die Verdunstungs- und Verlandungsverluste im Jahresverlauf
(*Quelle*: USACOE 1996, Plate 7/6)

6 EMPIRISCHE ARBEIT ZUR RAUM-ZEITLICHEN ENTWICKLUNG DES FLUSSGRUNDRISSES IM WHITE ROCK CANYON MITTELS LUFTBILDSEQUENZ

Zunächst werden die Methoden beschrieben, die in der empirischen Arbeit der Luftbildauswertung und zum Aufbau eines GIS (Geographischen Informationssystems) angewendeten wurden. Um ein GIS zu implementieren, müssen die Schritte der Datenbeschaffung, -vorverarbeitung, -verwaltung und -analyse durchlaufen werden, damit schließlich ein Endprodukt generiert werden kann (Star & Estes 1990, S. 24-28). Im zweiten Unterkapitel werden die Ergebnisse der empirischen Untersuchung des Flußgrundrisses dargestellt.

6.1 Methoden der Datengewinnung aus Primärmaterial

Um den Grundriß des Rio Grande im White Rock Canyon und seine Veränderungen im Laufe der Zeit analysieren zu können, wurden Luftbilder verschiedener Jahrgänge ausgewertet. Die flußmorphologischen Inhalte der Luftbilder wurden in Karten umgezeichnet, welche anschließend in eine digitale Form gebracht wurden.

6.1.1 Bild- und Kartenmaterial

Am Beginn der praktischen Arbeit stand die Recherche nach verfügbaren Luftbildern, die das Untersuchungsgebiet abdecken. Hierbei erwies es sich als hilfreich, das Serviceangebot des Earth Data Analysis Center (EDAC) in Albuquerque, NM in Anspruch zu nehmen. Eine Suche in deren Datenbank ergab eine Vielzahl von Überfliegungsjahrgängen, aus denen die mit dem größten Maßstab und einer vollständigen Abdeckung des Gebietes ausgewählt wurden. Ziel war es darüber hinaus, eine zeitlich möglichst lange Untersuchungsreihe mit regelmäßigen und engen Zeitintervallen aufzustellen, um die morphologischen Veränderungen des Rio Grande zu dokumentieren. Die ältesten verfügbaren Luftbilder sind aus dem Jahre 1935, allerdings mit einem Maßstab von 1:31.680, und die jüngste großmaßstäbliche Überfliegung stammt aus dem Jahre 1991. Vor dem Staudammbau wurden nur wenige Luftbilder gemacht, nicht zuletzt deshalb, weil Los Alamos mit seinem Atom- und Rüstungsforschungszentrum auf dem Pajarito Plateau absolutes Sperrgebiet war, so daß nur mehr zwei weitere Überfliegungsjahrgänge, nämlich 1951 und 1963, für eine Auswertung in Frage kamen. Aus diesem Grund beträgt die Zeitspanne zwischen den Überfliegungen vor der Schließung des Staudammes im Jahre 1973 16 bzw. 12 Jahre. Nach der Schließung des Staudammes konnte der Zeitabstand der Untersuchungsjahrgänge auf durchschnittlich fünf verkürzt werden. Im Büro von EDAC konnte Einsicht in die Flugindizes genommen und die

relevanten Bildnummern herausgesucht werden. EDAC stellte auch die Bestelladressen der privaten und staatlichen Institutionen zur Verfügung, die die Luftbilder verwalten und Abzüge erstellen (siehe Anhang 11.4.1). Tab. 6 gibt eine Übersicht über die verwendeten Luftbilder.

Als Kartengrundlage für die Luftbildumzeichnung von kleindimensionalen Inhalten wie Sandbänken erwiesen sich die topographischen Karten 1:24.000 wegen ihrer Generalisierung des Flußlaufes als unbrauchbar, so daß Orthophotokarten verwendet wurden. Diese im Auftrag des U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District 1981/1986 hergestellten Orthophotokarten haben einen Maßstab von 1:4.800 und einen Höhenlinienabstand von 5 ft im gesamten Stauraum des Reservoirs bis zu einem potentiellen Wasserstand von 5.460 ft üNN. Es waren keine originalen Orthophotokarten verfügbar, sondern nur Photokopien. Der Zoom der Objektive des Umzeichengerätes reichte nicht aus, um die Luftbilder auf die großmaßstäblichen Orthophotokarten einzuspiegeln, so daß diese phototechnisch auf einen Maßstab von 1:9.600 verkleinert wurden. Es wurden die Kartenblätter 6, 7 und 8 dieser Serie verwendet.

Tab. 6: Informationen zu den Luftbildern

Jahrgang	*Überfliegung*	*Projektname*	*Institution*	*Maßstab*	*Brennweite*	*Filmart*	*Bildnummer*
1935	--	SCS Project	National Archives	1:31.680	ca. 210 mm	Schwarzweiß	1463 1469 1470
1951	26. Mai 1951	GS-OH	USGS	1:28.400	--	Schwarzweiß	2-38 2-76 2-105
1963	15. Okt. 1963 16. Okt. 1963	EIZ	USFS	1:15.840	208,08 mm	Schwarzweiß	18-89 18-119 19-19 19-21
1975	12. Juni 1975 15. Juni 1975	35043 (CA/FS-F16)	USFS	1:15.840	ca. 210 mm	Echtfarbe	4573-167 (348) 4573-202 (383) 4573-204 (385) 4973-144 (427) 4973-146 (429)
1982	18. Juni 1981 12. Sept. 1983	613100	USFS	1:24.000	208,31 mm	Echtfarbe	581-38 (254) 1081-176 (111) 1081-178 (113) 1081-180 (115)
1986	30. Sept. 1986	Cochiti	USACOE	1:24.000	--	Schwarzweiß	7-003 (040) 7-004 (038) 7-005 (036) 7-006 (034) 7-007 (032) 7-008 (030)
1991	21. Aug. 1991	Cochiti Lake, NM	USACOE	1:28.800	153,506 mm	Schwarzweiß	8-003 (048) 8-004 (047) 8-005 (046) 8-006 (045) 8-007 (044)

6.1.2 Luftbildumzeichnung mittels eines APY (Analytical Photogrammeter by Yzerman)

In dieser Arbeit wird eine monoskopische, anstatt einer stereoskopischen Luftbildinterpretation vorgenommen, was mehrere Gründe hat. Erstens galt es, eine Fülle von Luftbildern auszuwerten, um den Trend der Veränderungen des Rio Grande über einen Zeitraum von 56 Jahren zu dokumentieren. Sieben Überfliegungsjahrgänge, d.h. 30 Luftbilder, wurden in Karten umgezeichnet, was auf der Grundlage der drei Orthophotoblätter 24 neue Kartenblätter ergibt (siehe Anhang 11.5.1). Zweitens wird ein linienhafter Sachverhalt, die Talaue, mit nur geringen Reliefunterschieden kartiert und keine ausgedehnte Fläche mit hoher Reliefenergie, so daß die Verzerrungen der Zentralprojektion des Luftbildes gegenüber der Parallelprojektion der Karte gering gehalten sind. Darüber hinaus werden die beiden Medien nach der Umzeichnung eines jeden Objektivausschnittes wieder neu orientiert, um den radialen Bildpunktversatz des zentralperspektivischen Luftbildes auszugleichen. Nach Ray (1960, S. 71) liegt der Fehler, der durch diese Methode entsteht, unter einem Versatzwert von 1/25 in (1 mm) gegenüber der tatsächlichen räumlichen Lage auf der topographischen Karte. Drittens war der Kauf von stereoskopischen Bildpaaren finanziell nicht durchführbar.

Das APY (Analytical Photogrammeter by Yzerman) ist „ein photogrammetrisch-analytisches Interpretations- und Datenerfassungssystem auf PC-Basis“ (Haberl & Schulz 1989, S. 472), das mit vielen Funktionen für die stereoskopische Luftbildauswertung und -interpretation ausgestattet ist. Neben der zeichnerischen Übertragung von Sachverhalten vom Bildpaar in die Karte erlaubt es auch Höhenmessungen und mit Hilfe der angeschlossenen Computersoftware die Erstellung eines formgetreuen Geländemodells (Kotz o.J., S. 2). Da die Daten für die Längs- und Querprofile des Rio Grande oberhalb des Cochitidammes vom USACOE bereits erhoben worden sind, stand im praktischen Teil dieser Arbeit die Analyse der Veränderungen des White Rock Canyon-Grundrisses über einen längeren Zeitraum im Mittelpunkt. Deshalb wurde das Betrachtungssystem des APY, ohne das Computermodul, als graphisches Übertragungs- und Kartiergerät verwendet, um die Bildinhalte lagegetreu in die Karte umzuzeichnen. Da das Gelände im Untersuchungsgebiet unbebaut ist, konnten keine Paßpunkte mit x, y und z-Koordinaten auf den Luftbildern und den Orthophotokarten identifiziert werden, so daß die Schwierigkeit darin bestand, die Orientierung von Bild und Orthophotokarte anhand von markanten Geländemerkmalen, wie Felsnasen, vorzunehmen. Dies war auch ein Grund, warum die topographische Karte 1:24.000 nicht als Kartengrundlage verwendet werden konnte; sie bietet keine derartigen Orientierungshilfen. Weil eindeutige Paßpunkte fehlen, konnte die angeschlossene Computersoftware des APY nicht benützt werden. Denn prinzipiell könnten die mit Hilfe der Software generierbaren APY-Daten, die räumlich referenziert sind, direkt zu einem anderen Softwaresystem, z.B. zum Geographischen Informationssystem (GIS) ARC/INFO von ESRI (Environmental Systems Research

Institute), übertragen werden (Yzerman 1994, S. 274). Es war also erforderlich, den hier beschrittenen „Umweg" über die manuelle, zeichnerische Übertragung der Bildinhalte in die Karte auszuführen. Die Orientierung der Luftbilder zu den Orthophotoblättern war die einzige Möglichkeit, um die Bilder zu georeferenzieren, was Voraussetzung für eine spätere Eingabe (Digitalisieren) und Weiterverarbeitung der räumlichen Daten in einem computergestützten GIS ist. Das APY ist mit einer Zoomvorrichtung und Photoobjektiven ausgestattet, die es ermöglichen, die unterschiedlichen Bild- und Kartenmaßstäbe einander genau anzupassen. Die Überfliegungsjahrgänge lagen in unterschiedlichen Bildmaßstäben vor, so daß verschiedene Objektivanrichtungen benutzt werden mußten, um das jeweilige Bild optimal zur Karte zu orientieren. Für die Jahrgänge 1935, 1951, 1982, 1986 und 1991 wurde als Photoobjektiv eine Kombination aus der Vergrößerungslinse Teleplus MC 7 und einem 28-70 mm Objektiv verwendet, als Kartenobjektiv ein 24 mm Objektiv. Für die Bildjahrgänge 1963 und 1975 wurden dieselben Photoobjektive verwendet, als Kartenobjektiv das 19 mm Objektiv. Schließlich wurde auf Transparentpapier, das über die orientierte Karte auf dem Kartentisch geklebt wurde, die neue Karte gezeichnet, die die Bildinhalte mit den Karteninhalten verbindet, d.h. die Elemente der Talaue wurden aus den Luftbildern übernommen und die Lagetreue und Einnordung aus der Orthophotokarte.

6.1.3 Klassenbildung nach Bodenbedeckung

Die Inhalte der Luftbilder wurden nach der Bodenbedeckung in der Talaue in die in Tab. 7 aufgelisteten Klassen eingeteilt.

Tab. 7: Bodenbedeckungsklassen und ihre Beschreibung

Klassen nach Bodenbedeckung	*Beschreibung der Klasse*
dense upland vegetation	Die Leitpflanze *Juniperus monosperma* weist einen dichten Bestand auf, wobei der Kronenschluß allerdings nicht geschlossen ist. Auf den Schwemmfächern der Seitencanyons ist *Pinus ponderosa* vereinzelt eingestreut.
sparse upland vegetation	Die Leitpflanze *Juniperus monosperma* weist einen spärlichen Bewuchs dieser Fläche auf.
dense riparian vegetation	Im Hinblick auf die Leitpflanzen muß man zwischen den Habitaten vor und nach der Schließung der Stauanlage unterscheiden. *Salix exigua* bildet als Leitpflanze ab Mitte der 80er Jahre ein nahezu undurchdringliches Gebüsch, während vor dem Staudammbau *Populus fremontii* var. *wizlizenii* in Vergesellschaftung mit *Juniperus monosperma* dominieren.
sparse riparian vegetation	Weiden- (und Pappel-)keimlinge bilden zusammen mit ein- und mehrjährigen Gräsern eine lichte Pflanzendecke.
submerged vegetation	Durch einen gestiegenen Wasserspiegel wurden die Pflanzen überflutet.
sandy area	Diese Flächen, die im Luftbild als vegetationslos erscheinen, können etablierte Sandbänke in der Hauptfließrinne und kahle Sandflächen auf den Schwemmfächern der Seitencanyons darstellen.
low sandbar	Dies ist ein neue Sandbank, die noch kaum über den Wasserspiegel ragt und unbewachsen ist.
water	Alle Wasserflächen im Untersuchungsgebiet
landslide	Sturzschutt aus Steinschlägen, die an den Felswänden der Schlucht abgegangen sind, liegt am Fuße der Steilwand.

(eigene Klassifizierung, 1998)

Um die Veränderungen der Flußmorphologie im White Rock Canyon klar aufzeigen zu können, wurde die Vegetation zunächst in *upland* und *riparian* unterschieden. Diese Großeinteilung

spiegelt die Anpassung der Pflanzen im semiariden Südwesten an terrestrische bzw. wassergesättigte Bodenverhältnisse wider und somit eine mögliche Änderung des Habitats im Untersuchungsgebiet infolge von veränderten Bodensubstrat- und Bodenwasserverhältnissen. Die Abgrenzung der ufernahen (*riparian*) Vegetation erfolgte in Anlehnung an Dick-Peddie (1993), der die typische Auenvegetation anhand von *obligate* und *semiriparian* Arten definiert (vgl. Kapitel 4.4). Die Unterscheidung der Klassen war auf den Luftbildern aufgrund des unterschiedlichen Grau- bzw. Farbtones und einer unterschiedlichen Textur möglich. Anhand von älteren Kartierungen (z.B. Potter 1981, BNM April 1996-e, BNM April 1996-d, BNM Juni 1996, Promislow 1996) und eigenen Geländebeobachtungen im Juli 1997 wurden die Ergebnisse verifiziert und die Leitpflanzen identifiziert. Die weitere Untergliederung innerhalb dieser Klassen in dichte (*dense*) und spärliche (*sparse*) Vegetation beruht auf dem optischen Eindruck der Dichteverhältnisse auf den Luftbildern. Besonders die Dichteunterschiede der *riparian vegetation* lassen Vermutungen bezüglich des Sukzessionsstadiums und somit auf das Alter bzw. den Stabilitätsgrad der Sandbank zu. Die hohen Wasserstände im Cochitistausee im Jahre 1979 und von 1985 bis 1988 (siehe Abb. 28) führten zum Absterben der mehrere Wochen überfluteten Pflanzen, wie *Juniperus monosperma*, *Pinus ponderosa* und *Populus fremontii* var. *wizlizenii*. Wo die toten Pflanzen nach Rückgang der Überschwemmungen das Bild der Bodenbedeckung dominieren, wurden sie, in Anlehnung an die Kartierweisen von Hink & Ohmart (1984) und Potter (1981), in ihrem Stellenwert wie lebende Pflanzen gezählt, d.h. die Klassen, wie z.B. *sparse upland vegetation*, wurden beibehalten. Wo allerdings Kolonisten, wie Gräser und Weidenkeimlinge, zur dominierenden Bodenbedeckung nach Rückgang des Hochwasserstandes wurden, erfolgt eine Änderung der Klassenwahl. Weiterhin wurden die unbewachsenen Flächen in *sandy area* und *low sandbar* unterschieden, so daß bereits etablierte Sandbänke von temporären Formen, die kaum über den Wasserspiegel ragen (*low sandbar*), getrennt werden. Diese Differenzierung war auf den Luftbildern auch anhand eines unterschiedlichen Grau- bzw. Farbtones möglich, denn nasse Böden erscheinen dunkler als trockene. Die *sandy areas* ragen während des Normalpegels weiter über die Wasseroberfläche hinaus, so daß sie abtrocknen können und heller erscheinen. Die Klasseneinteilung ist so gewählt, daß sie Rückschlüsse auf die Dynamik des fluvialen Systems erlaubt, da das Alter und die Beständigkeit der Sandablagerungen erstens durch die Vegetationsdecke per se und zweitens den Dichtegrad der *riparian vegetation* charakterisiert ist. Die Flächen, auf denen *upland vegetation* vorherrscht, sind weniger von der Abflußvariabilität des Rio Grande bzw. vom fluktuierenden Wasserstand im Cochitistausee beeinflußt.

6.1.4 Probleme bei der Luftbildumzeichnung

Das erste Problem einer Zeitreihenstudie ist die Verfügbarkeit von Luftbildern, die den Zielsetzungen angemessen sind. Die ideale Grundlage für diese Arbeit wäre ein großmaßstäbliches Bildmaterial, das einen möglichst langen Zeitraum mit möglichst vielen Überfliegungsjahrgängen abdeckt. Für eine luftbildgestützte Interpretation der Vegetation und Flußmorphologie in der Talaue wäre ein Bildmaßstab von 1:1.000 bis 1:4.800 am besten geeignet (Cuplin 1985, S. 69). Infrarotfarbbilder bieten für die Vegetationsanalyse der ufernahen, laubabwerfenden Baum- und Straucharten die beste Grundlage (Batson & Crisco 1989, S. 172). In der Praxis muß man sich allerdings mit dem Bildmaterial zufrieden geben, das verfügbar ist. Und je älter die Bilder sind, desto schlechter ist oft die Qualität und desto lückenhafter ist die zeitliche Abdeckung. Die Bilder von 1935 haben mit 1:31.680 den kleinsten Maßstab dieser Luftbildsequenz und auch die schlechteste Photoqualität. Dennoch sind sie es, die die Eichmarke bilden, an der die Veränderungen der späteren Jahrgänge gemessen werden, um die raum-zeitlichen Entwicklungen in der Talaue bewerten zu können. Der Photomaßstab von 1:31.680 erschwert die Erkennung und Umzeichnung von kleinen Sandbänken. Darüber hinaus sind nur zwei Jahrgänge, nämlich 1975 und 1982, Echtfarbenbilder, während die restlichen Schwarzweißbilder sind. Ein weiteres Manko ist das bereits erwähnte Fehlen von Paßpunkten, was die Orientierung von Bild und Karte zueinander sehr zeitaufwendig gestaltet und zu einem zusätzlichen Lagefehler führen kann.

6.1.5 Umsetzung der Daten in ein GIS (Geographisches Informationssystem)

Ein geographisches Informationssystem (GIS) „is both a database system with specific capabilities for spatially-referenced data, as well as [sic!] a set of operations for working with the data." (Star & Estes 1990, S. 2-3). Darüber hinaus können auch nicht-räumliche Daten verarbeitet werden. ARC/INFO 6.1.1 von ESRI, für das die Workstation rggs1 im Luftbildraum am Lehrstuhl für Kulturgeographie der Universität Regensburg konfiguriert ist, wird verwendet, um die handgezeichneten Karten zu digitalisieren, wodurch für die Entwicklung eines GIS neue Coverages mit einer Vektorstruktur erstellt werden. Innerhalb des Programms wurde hauptsächlich mit der graphischen Benutzeroberfläche ArcTools gearbeitet, um die Coverages zu erzeugen und weiterzubearbeiten. In den EditTools wurde digitalisiert und die Digitalisierfehler der neuen Coverages bereinigt. Es wurde zuerst für jedes der drei Grundkartenblätter 6, 7 und 8 ein Tic-Coverage erzeugt, das nur Paßpunkte (*ground control points*) enthält, von denen die echten Koordinaten bekannt sind (siehe Anhang 11.5.1). Diese wurden aus den Orthophotokarten, die auf dem New

Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone, (Transverse Mercator Projection)[13] mit einem Gitterabstand des geographischen Koordinatensystems von 2.000 ft basieren, übernommen. Dann wurde die Geometrie der Coverages erzeugt, indem die Nodes (Punkte), Arcs (Linien) und Polygons (Flächen) über das Digitalisierbrett eingegeben wurden. Mit den CommandTools wurden die Topologien zu den geometrischen Features der Coverages erstellt und den Polygoncovers jeweils ein Labelpunkt zugeordnet. Jedem Label wurde anschließend die passende Klasse der in Tab. 7 beschriebenen Bodenbedeckungskategorien beigestellt, so daß das gesamte Polygon mit der entsprechenden Attributinformation definiert ist. Jeder räumlichen Einheit wird eine deskriptive Information, ein Attribut, zugeteilt, so daß eine neue Datenbank aufgebaut wird (vgl. ESRI 1992, Lesson 2). Die Namen der erstellten Coverages und eine kurze Definition ihres Inhalts ist in einer Tabelle in Anhang 11.5.1 zusammengestellt.

Nachdem die Datenbank in ARC/INFO erstellt worden ist, wird die Analyse und die kartographische Datenausgabe in einem zweiten GIS-Programm vollzogen, nämlich ArcView 3.0 von ESRI. ArcView ist im Luftbildraum auf der Workstation rggs2 installiert, die über das Netzwerk mit der rggs1 verbunden ist, so daß die ARC/INFO Coverages auf diese Weise von der rggs2 aus zugänglich sind. Die ARC/INFO Coverages werden mittels ArcView als Theme in ein View, in dem die geographischen Daten angezeigt, erkundet, abgefragt und analysiert werden können (ESRI 1994, S. 16), eingebracht. In einem View können verschiedene Themes übereinandergelegt und deren Legenden, und damit die Themes selbst in ihrer Symbolgebung, editiert werden. Schließlich werden die Karten ausgedruckt, nachdem in den Layouts das kartographische Endergebnis zusammengestellt worden ist. Die Views und Layouts werden in einem Project gespeichert.

[13]Die State Plane Zones (Koordinatensystem in Fuß) werden, neben UTM (Koordinatensystem in Meter), für die meisten 7.5 und 15 Minute Quadrangle Maps in den USA verwendet.

6.2 Beschreibung der raum-zeitlichen Veränderungen des Flußgrundrisses im White Rock Canyon

Im folgenden sollen die Ergebnisse der empirischen Arbeit nicht in jeder Einzelheit beschrieben werden, sondern es werden die hervorstechenden Entwicklungstrends des Grundrisses im untersuchten Flußabschnitt herausgearbeitet. Den Aussagen wird eine Auswahl der im GIS generierten Karten zur Untermauerung beigestellt (vgl. Anhang 11.5.1). Aufgrund der 24 neu erstellten Coverages, die verschiedene Flußabschnitte zu verschiedenen Aufnahmezeitpunkten enthalten, wäre die Generierung einer unüberschaubaren Zahl von Karten möglich.

6.2.1 Entwicklung des Grundrisses vor dem Bau des Cochitidammes

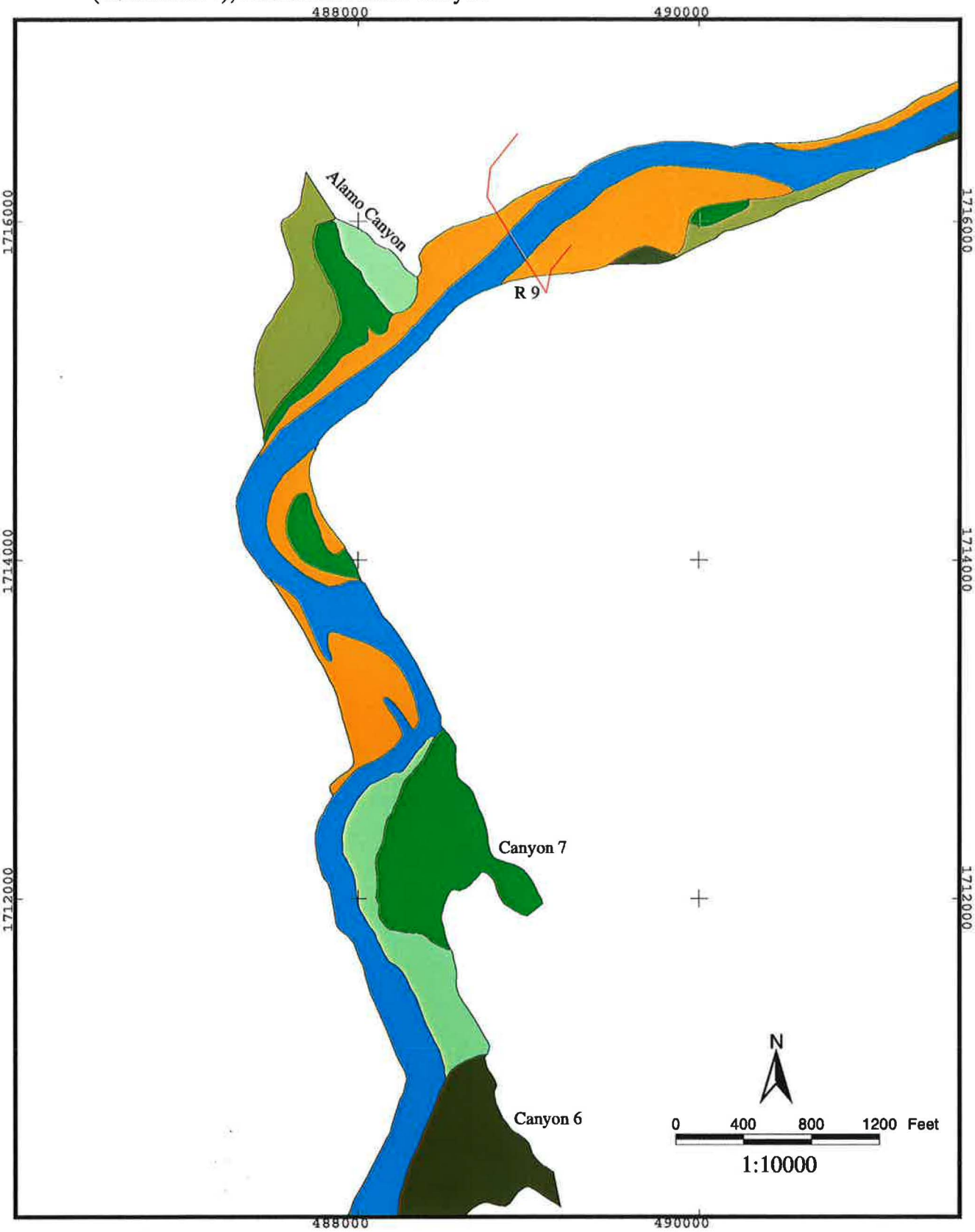
Der Rio Grande hat sich im Untersuchungsgebiet im White Rock Canyon in Form von Talmäandern tief in das anstehende Gestein eingeschnitten. Der Grundriß des Fließgewässers stellt sich 1935 bei der Ausgangssituation der Zeitreihenstudie wie folgt dar: In den Teilabschnitten, in denen die Talsohle breit genug ist, bildet die Fließrinne Talbodenmäander in der Geschiebedecke aus (Karte 2). Die Wellenlänge der Talbodenmäander ist kürzer als die der eingeschnittenen Mäander der Schlucht, so daß der Rio Grande im White Rock Canyon zu den unterkalibrierten Flüssen gerechnet werden kann. Reneau & McDonald (1996, S. 28) nehmen an, daß der Rio Grande während des späten Pleistozäns einen höheren Abfluß hatte als gegenwärtig, wodurch die Genese eines unterkalibrierten Flusses untermauert wird. Die Talsohle der Schlucht ist meist jedoch nicht breit genug, als daß die Fließrinne regelmäßig im eigenen Alluvium mäandrieren könnte. Darüber hinaus modifizieren die Schwemmfächer an den Mündungen der Seitencanyons den Verlauf des Gerinnes (Karte 3), so daß sich nur in kurzen Abschnitten ein Gleichgewichtsverhältnis zwischen Gerinnebreite und Wellenlänge der Talbodenmäander einstellen kann. Bei Flußmäandern beträgt die Wellenlänge im allgemeinen die 11- bis 16-fache Gerinnebreite (Leopold et al. 1964, S. 297) (vgl. Kapitel 1.2.3.2). Dieses Verhältnis ist in dem in Karte 2 dargestellten Flußabschnitt von den Talbodenmäandern realisiert. Durch die Prozesse der Mäandergenese entstand am Gleithang eine Ufersandbank (*point bar*). Ist das System über einen längeren Zeitraum stabil, kann sich auf den Sandbänken Vegetation ansiedeln. Die Sandbank am Gleithang der Talschlinge in Karte 2 trägt *dense riparian vegetation*, weshalb sie bereits über mehrere Jahrzehnte stabil gewesen sein muß, ansonsten hätte sich kein maturer Bestand entwickeln können. Es ist anzunehmen, daß sich vor dem Staudammbau die Flußmorphologie im Gleichgewichtszustand mit der vorherrschenden Abfluß- und Sedimentmenge befand. Auenvegetation war 1935 auf einigen Schwemmfächern (C5, C7, Alamo Canyon) und auf wenigen Sandbänken in dem Gebiet, das von Kartenblatt 7 abgedeckt wird, anzutreffen (Karte 3). Weiterhin nahm sie eine kleine Fläche in der Talaue bei Range 10 (Kartenblatt 8) ein (siehe Anhang 11.6). Ansonsten war offene *upland vegetation* mit insgesamt

165,7 ac (Anhang 11.5.2) die dominierende Vegetationsklasse (Karte 3), die auf wenigen Schwemmfächern (C6, C8, Frijoles Canyon) von Beständen dicht stehender Wacholder (*Juniperus monosperma*) abgelöst wurden (insgesamt 47,6 ac). Die unbewachsenen Sandbänke (*sandy area*) waren aufgrund der Mäandrierungstendenz des Fließgewässers in Form von etablierten Ufersandbänken am Gleithang der Fließrinnenmäander oder von alternierenden Sandbänken am Rande des Gerinnes angeordnet.

Ein Vergleich der Kartierungen von 1935, 1951 und 1963 zeigt, daß sich das Flußsystem vor dem Staudammbau kaum verändert hat. Die räumliche Verteilung und Anordung der Flächen zueinander mit verschiedenen Bodenbedeckungen ist weitgehend gleich geblieben. Es zeichnet sich allerdings eine schrittweise Zunahme der *sandy area* im Gerinne ab. Bereits vorhandene Sandbänke wachsen und darüber hinaus entstehen neue Sandbänke in der Mitte des Gerinnes (= *midchannel bars*), so daß die Breite des Gewässers von 1935 bis 1963 abnahm (Karte 4). Vor allem an den Mündungen der Tributären sind neue, ausgedehnte unbewachsene Sandflächen entstanden. Die Flächenausdehnung der verschiedenen Vegetationsklassen hat sich im Prinzip erhalten (siehe Anhang 11.5.2). Jedoch hat sich die *sparse upland vegetation* an manchen Stellen auf die unbewachsenen Sandflächen ausgebreitet (Karte 4), während an anderen Stellen die Vegetation weichen mußte, wie z.B. am Rande des Schwemmfächers von C7, wo 1963 eine schmale Sandbank die Fläche einnimmt, die 1935 noch von *sparse riparian vegetation* bedeckt war.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß vor dem Staudammbau der gesamte untersuchte Flußabschnitt sehr stabil war. Der Grundriß des Gerinnes veränderte sich im Prinzip nicht, der gestreckte bis mäandrierende Verlauf der einarmigen Fließrinne blieb über Jahrzehnte lagekonstant. Die großen Sandbänke blieben in ihrer Lage bestehen, und die Vegetation in der Talaue veränderte sich nicht wesentlich. Die verschiedenen morphologischen Einheiten blieben mit ihren Bodenbedeckungsklassen in ihrer räumlichen Verteilung und in ihrer Flächenausdehnung über Jahrzehnte bestehen.

Karte 2: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935
(Kartenblatt 7), Ausschnitt Alamo Canyon

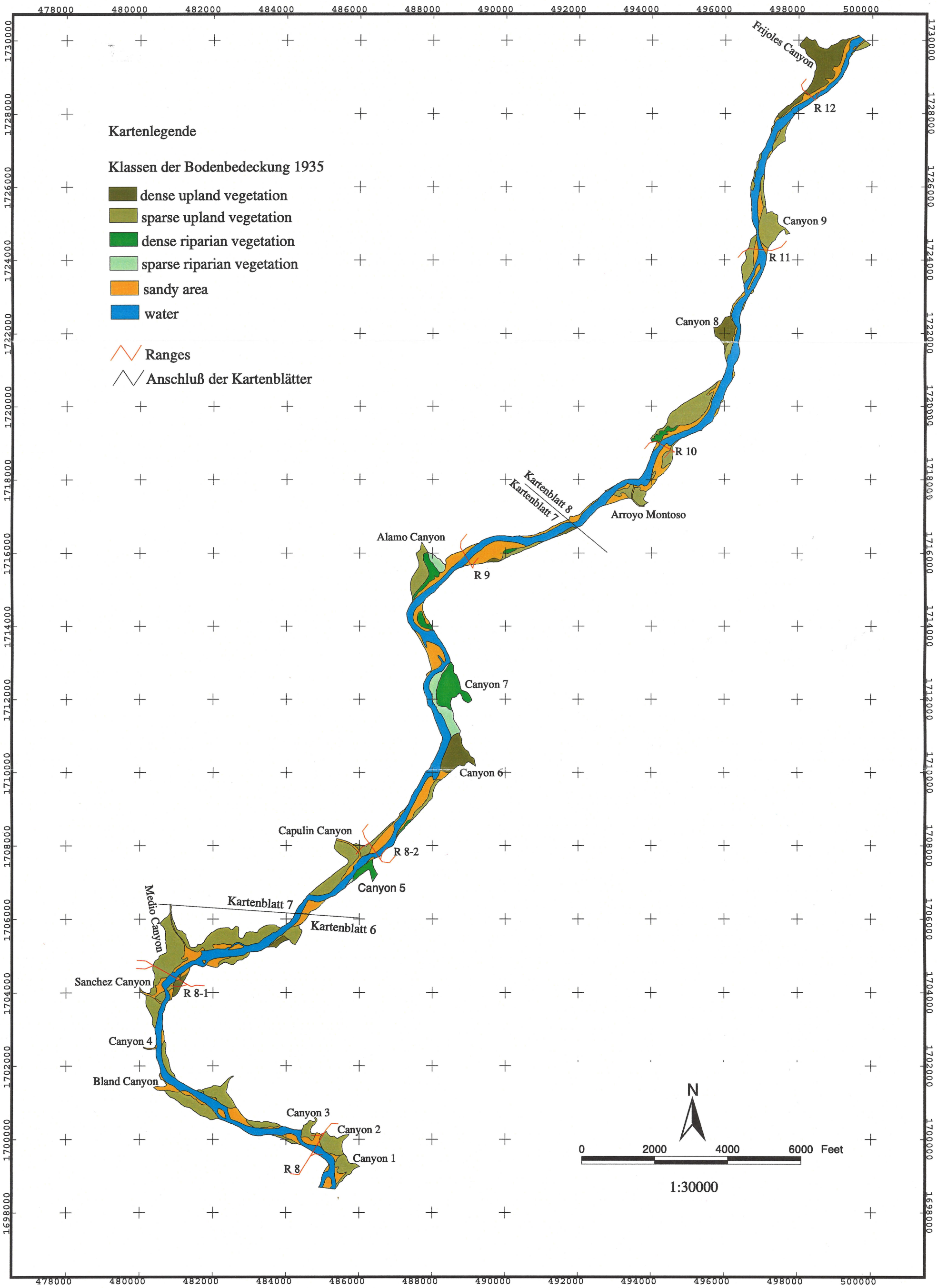


Klassen der Bodenbedeckung 1935

- Ranges
- dense upland vegetation
- sparse upland vegetation
- dense riparian vegetation
- sparse riparian vegetation
- sandy area
- water

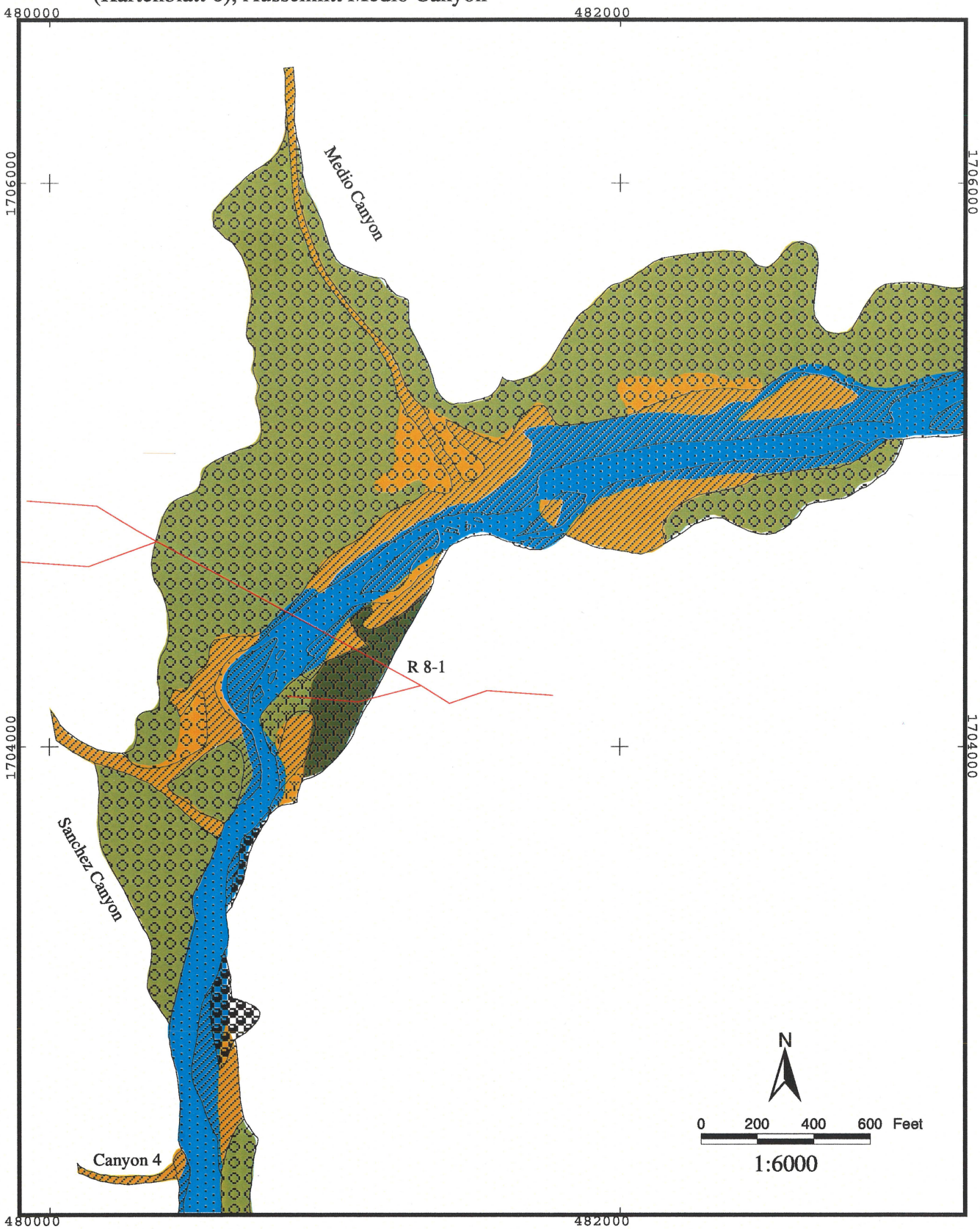
Datengrundlage: National Archives (1935): SCS Project - Luftbilder.
Kartengrundlage: USACOE (1981/1986): Orthophoto. Plate 7.
Projektion: New Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone (Transverse Mercator); 2.000 ft Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.

Karte 3: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935 (Kartenblatt 6, 7 und 8)



Datengrundlage: National Archives (1935): SCS Project - Luftbilder.
Kartengrundlage: USACOE (1981/1986): Orthophoto. Plate 6, 7 and 8.
Projektion: New Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone (Transverse Mercator); 2.000 ft Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.

Karte 4: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935 und 1963
(Kartenblatt 6), Ausschnitt Medio Canyon



Ranges

Klassen der Bodenbedeckung 1935
- dense upland vegetation
- sparse upland vegetation
- sandy area
- water

Klassen der Bodenbedeckung 1963
- dense upland vegetation
- sparse upland vegetation
- sandy area
- low sandbar
- landslide
- water

Datengrundlage: National Archives (1935): SCS Project - Luftbilder.
U.S. Forest Service (1963): EIZ - Luftbilder.
Kartengrundlage: USACOE (1981/1986): Orthophoto. Plate 6.
Projektion: New Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone (Transverse Mercator); 2.000 ft Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.

6.2.2 Entwicklung des Flußgrundrisses nach der Inbetriebnahme des Cochitidammes

Als man 1973 begann, den künstlichen See hinter dem Cochitidamm mit Wasser zu füllen, wurde der untere Abschnitt des Untersuchungsgebietes Teil der ständigen Wasserfläche des Stausees. Die gesamte Talaue wurde unterhalb des Capulin Canyon bis auf die höher gelegenen Flächen der Schwemmfächer von C1, C2, C3, Medio und Sanchez Canyon (= Kartenblatt 6) überflutet. Weiter flußaufwärts ist der Wasserspiegel durch den Rückstaueffekt minimal gestiegen, so daß die Fließrinne unwesentlich breiter geworden ist. Die 1963 sichtbaren *midchannel bars* liegen wieder unter der Wasseroberfläche und die *sandy areas* sind im Vergleich zu 1963 etwas geschrumpft. Dennoch ist die ursprüngliche Lokalisation der Sandbänke auf den von den Kartenblättern 7 und 8 abgedeckten Gebieten bis 1975 erhalten geblieben. Die Auenvegetation gewinnt 1975 gegenüber 1963 geringfügig an Fläche (siehe Anhang 11.5.2), da sie sich an einigen Stellen auf die Sandbänke ausbreiten konnte, wie z.B. beim Capulin und Alamo Canyon, C6 und bei Range 10. Im nördlichen Drittel des Untersuchungsgebietes ist auch die *upland vegetation* an einigen Stellen (Delta des Frijoles Canyon und C8) auf die unbewachsenen Flächen vorgedrungen. Im Frühjahr 1979 stieg der Wasserspiegel im Cochitistausee auf 5.387,5 ft an und lag ca. 75 Tage über dem Pegel des Arbeitsspeichers von 5.322 ft (Potter 1981, S. 2), so daß weite Gebiete überflutet und Seesedimente der Ton- und Schluffraktion im Überschwemmungsgebiet abgelagert wurden, die nach dem Absinken des Wasserspiegels ein ideales Keimmedium für ein- und mehrjährige Gräser sowie Weidensamen bildeten. Auf den ufernahen Bereichen des Schwemmfächers des Medio Canyon und auf Flächen in der Talaue 1.000 ft weiter flußaufwärts hatte sich bis 1983 ein neues, kleinräumiges Auenhabitat entwickelt. Die gravierendsten Änderungen traten zwischen 1975 und 1983 allerdings in dem von Kartenblatt 7 abgedeckten Gebiet auf (Karte 5). Das Fließgerinne hat eine Tendenz zur Begradigung, was sich darin zeigt, daß das Wasser nicht mehr in seiner angestammten, auf dem Schluchtboden mäandrierenden Rinne fließt, sondern sich einen kürzeren Weg außerhalb der alten Rinne gesucht hat. Die alte Fließrinne wurde aufgrund der hohen Sedimentfracht während des Hochwassers von 1979 verfüllt (vgl. Kapitel 7). Das fluviale System hat sich geändert, und es wurden Sandbänke an Stellen ausgebildet, die bisher vom fließenden Gewässer eingenommen wurden, wie z.B. flußaufwärts von C7 und am Gegenufer von C7. Darüber hinaus ist die Fließrinne breiter geworden. Flußabwärts von C6 nimmt sie die gesamte Breite der Schlucht ein, und es haben sich temporäre Sandbänke (*low sandbars*) in der Mitte des Gerinnes ausgebildet. Die Auenvegetation hat sich auch in diesem Teilabschnitt ausgebreitet. Sie nimmt nun eine größere Fläche auf dem Schwemmfächers des Alamo Canyon als noch 1975 ein und den gesamten Schwemmfächer des Capulin Canyon, neben kleineren Flächen, die über den gesamten Abschnitt verteilt sind. Die neue Sandbank oberstrom von C7 trägt bereits *sparse riparian vegetation*, was zum einen auf eine hohe Fruchtbarkeit des Ausgangssubstrats schließen läßt und zum anderen auf eine gewisse Stabilität dieser neuen Sandbank, da sie erst maximal 4 Jahre, d.h. seit der

Überflutung von 1979, bestehen kann. Zwischen dem Arroyo Montoso und dem Frijoles Canyon hat sich der Fluß keine neue Fließrinne gesucht. Dies mag auf der Tatsache beruhen, daß er in diesem Teilabschnitt, ebenso wie das Tal, nahezu gestreckt und der Schluchtboden ohnehin sehr eng ist. Zwischen Range 10 und 11 hat sich Auenvegetation auf Teilbereichen der ehemals überschwemmten Flächen angesiedelt, wo 1975 noch *Juniperus monosperma* das Bild dominierten bzw. kein Bewuchs zu sehen war. Die Gesamtfläche der *riparian vegetation* ist von 1975 bis 1982 um 25,8 ac gewachsen (siehe Anhang 11.5.2).

1986 steht an der Mündung des Medio Canyon ein Teil des sich weiter ausgebreiteten Weidengebüsches unter Wasser. Oberstrom des Medio Canyon sind flache Sandbänke sichtbar, obwohl zum Aufnahmezeitpunkt des Luftbildes ein höherer Wasserstand vorliegt als bei der Luftbildaufnahme im Jahre 1983 (vgl. Anhang 11.2.5), so daß in diesem Bereich eine Aggradation des Flußbettes vonstatten gegangen sein muß. Auf Kartenblatt 7 ist die Fläche der Sandbänke gegenüber 1983 ebenfalls gewachsen, wobei der 1983 erstmals dokumentierte, neue Verlauf des Talweges beibehalten wurde. Die niedrigen Sandbänke zwischen C6 und C7, ebenso wie die oberstrom von C7, sind 1986 unbewachsen, während sie 1983 *sparse riparian vegetation* trugen. Die Vegetation muß durch die Hochwasserspeicherung seit Anfang 1985 abgestorben und mit Seesedimenten bedeckt worden sein (vgl. Abb. 28). Die Auenhabitate auf den höher liegenden Schwemmfächern des C5, C7, Capulin und Alamo Canyon und zwischen dem Alamo Canyon und dem Arroyo Montoso wurden jedoch nicht zerstört. Der Abschnitt vom C8 bis zum Frijoles Canyon auf Kartenblatt 8 ist auch zwischen 1981 und 1986 relativ stabil geblieben, was den Verlauf des Gerinnes sowie die Klassifikation und Lage der bewachsenen und vegetationsfreien Flächen betrifft. Allerdings hat die Fläche der Sandbänke zugunsten der Breite der Wasserfläche etwas abgenommen, was durch den Rückstaueffekt infolge des gewachsenen Deltas hervorgerufen worden sein kann. Die Fläche bei Range 10 wird 1986 ganz von *sparse riparian vegetation* dominiert, während diese Klasse 1981 noch weniger als die Hälfte dieser Fläche einnahm.

Auf Kartenblatt 6 zeigen sich 1991 die einschneidendsten Entwicklungen seit der Schließung des Staudammes (Karte 6). Oberstrom von C3 sind ausgedehnte Sandbänke sichtbar, die flußaufwärts des Medio Canyon *sparse riparian vegetation* tragen, so daß im Verlandungsbereich des Stausees auf den Deltasedimenten, die nun über die Wasseroberfläche ragen, ein Sumpfland (*wetland*) entstanden ist. Zwischen den Sandbänken hat sich ein verzeigtes Gerinne ausgebildet. In dem auf Blatt 7 kartierten Flußabschnitt wurde die räumliche Lage der Sandbänke von 1986 prinzipiell beibehalten, wenn sie auch an sichtbarer Fläche verloren haben, was durch den Rückstaueffekt des stehenden Wassers hervorgerufen wird. Kleinere Flächen dieser Sandbänke tragen Auenvegetation, die 1991 auf dem Schwemmfächer des Alamo Canyon auch die Bereiche einnimmt, die 1986 noch in die Klasse der *sparse upland vegetation* fielen. Die räumliche Verteilung und Klassifizierung der restlichen Flächen wurde aufrechterhalten. Die Auenhabitate haben sich im nördlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes ebenfalls ausgedehnt (Karte 7). Die Mündung des

Arroyo Montoso ist mit *sparse riparian vegetation* bedeckt. Darüber hinaus hat sich in diesem Bereich nun auch die Lage der Fließrinne verlagert, und sie zeigt eine Tendenz zur Begradigung. Die Fläche bei Range 10 trägt 1991 dichtes Weidengebüsch, das auch bei der Geländebegehung im Juli 1997 noch intakt war (vgl. Photo 2). Die Auenvegetation hat sich weiterhin auf Flächen ausgedehnt, die früher von *upland vegetation* dominiert waren; diese liegen zwischen C8 und C9, zwischen C9 und dem Frijoles Canyon und auf dem unteren Bereich des Schwemmfächers des Frijoles Canyon.

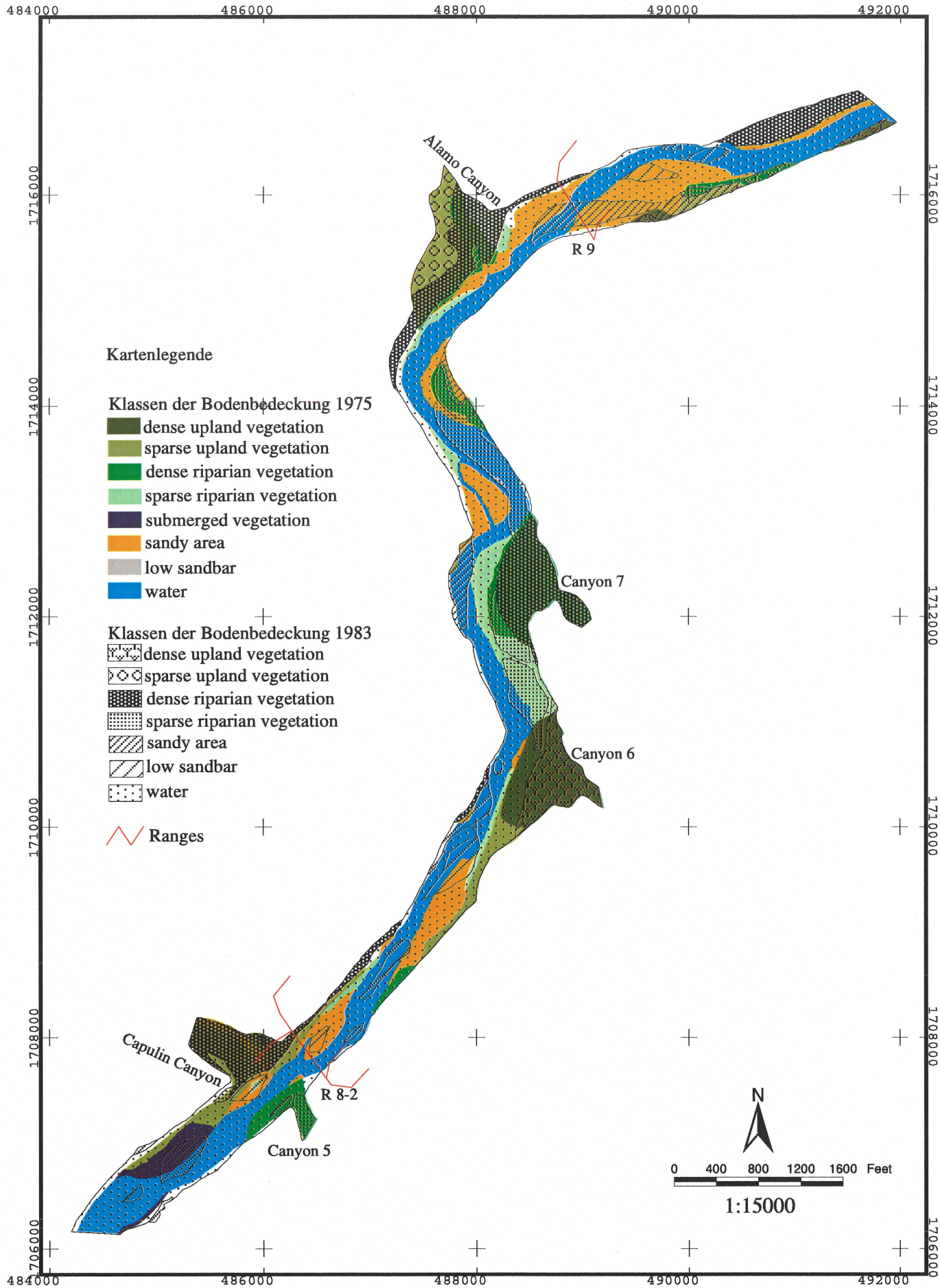


Photo 2: Dichtes Weidengebüsch im Juli 1997 bei Range 10 am Gegenufer der Mündung des Arroyo Montoso
(eigene Aufnahme vom 3. Juli 1997)

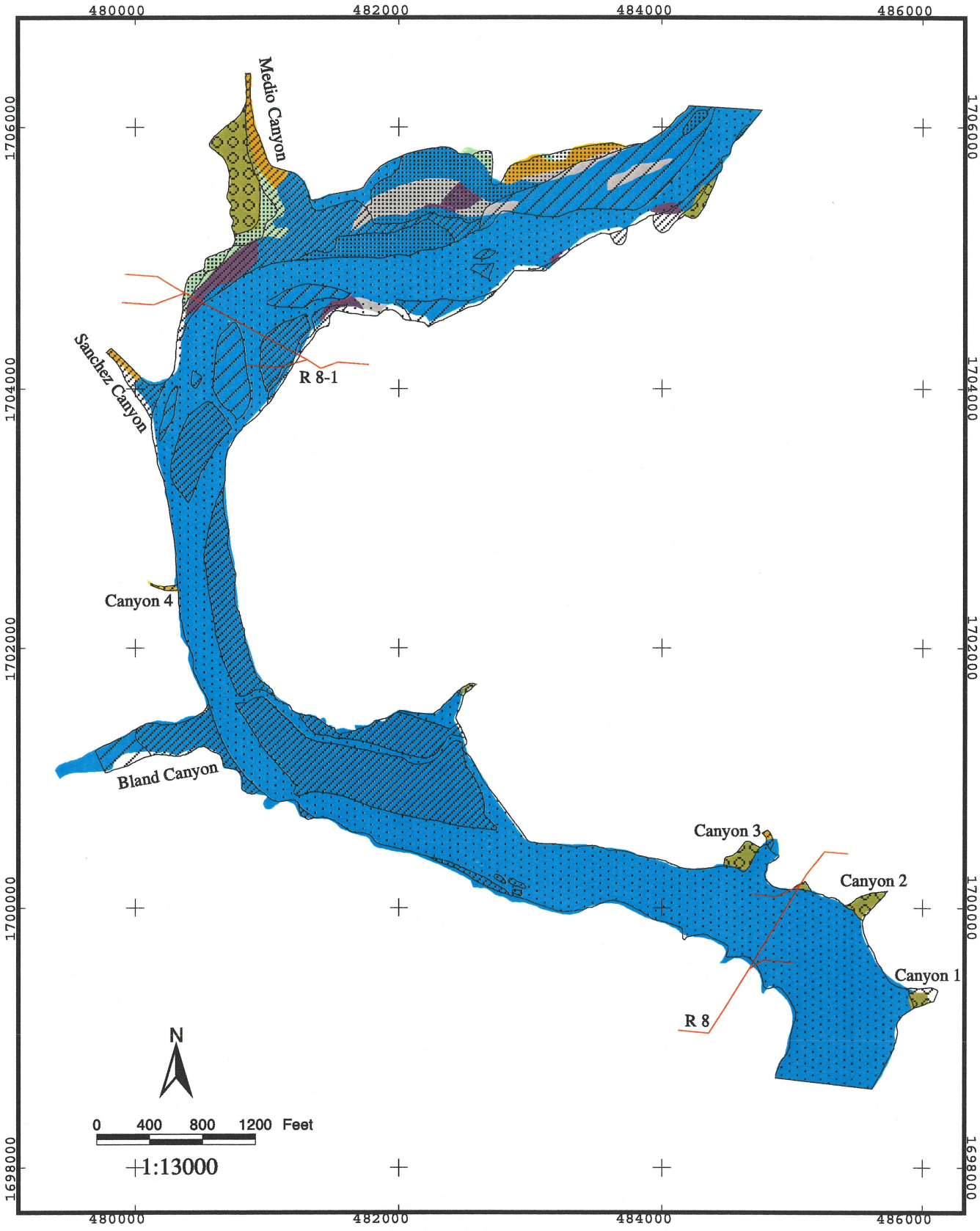
Abschließend ist noch zu erwähnen, daß sich die Schlucht im White Rock Canyon gegenwärtig durch Felsstürze (*landslides*) verbreitert. Zwei konnten auf den Luftbildern 1963 auf Kartenblatt 6 am östlichen Flußufer gegenüber der Mündung des Sanchez Canyon festgehalten werden (siehe Karte 4). Ein weiterer Felssturz wurde erstmals auf den Luftbildern von 1986 am westlichen Ufer flußabwärts des Alamo Canyon dokumentiert.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß sich mit zunehmender Aggradation im Deltabereich der Grundriß des Gerinnes im Untersuchungsgebiet geändert hat. Der Fluß entwickelt sich weg von einem klar definierten einarmigen, tiefen Gerinne, das, so die Talaue breit genug ist, mäandriert (Karte 3), hin zu einem breiten, die ganze Talaue einnehmenden, flachen Fluß (Karte 7). Auf der Aufnahme von 1991 weist er zwischen dem Arroyo Montoso und dem Capulin Canyon eine Tendenz zur Begradigung auf, während er flußabwärts des Capulin Canyon einen verzweigten Grundriß zwischen den Sandbänken ausbildet (vgl. Allen et al. 1993, S. 24). Die Sandbänke auf den Deltasedimenten sind im Gegensatz zu denen im „natürlichen" Gerinne vor dem Staudammbau generell weniger klar ausgeprägt und verändern rasch ihre Lage. Mit dem Anwachsen des Deltas breitete sich auch die typische ufernahe Vegetation zusehends auf den Deltasedimenten aus. Es entstand ein neues Auenhabitat. Die Ausbreitung der Auengesellschaften vollzog sich sukzessive flußaufwärts. Anfang der 80er Jahre hatten sich neue Auenhabitate v.a. im mittleren Abschnitt des Untersuchungsgebietes (vom Medio Canyon bis Range 10) entwickelt. Mit dem Wachstum des Cochitiseedeltas drang die Auenvegetation weiter nach oberstrom vor, bis schließlich 1991 diese Klasse auch auf dem Schwemmfächer des Frijoles Canyon, am oberen Ende des Untersuchungsgebietes, dokumentiert werden konnte (Karte 7). Die Ausbreitung der Auenvegetation ist an die Änderung der Sedimentationsverältnisse und der Morphologie des Rio Grande gekoppelt.

Karte 5: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1975 und 1983 (ganzes Kartenblatt 7)



Datengrundlage: U.S. Forest Service (1975): 35043 (CA/FS-F16) - Luftbilder.
U.S. Forest Service (1982): 613100 - Luftbilder.
Kartengrundlage: USACOE (1981/1986): Orthophoto. Plate 7.
Projektion: New Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone
(Transverse Mercator); 2.000 ft Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.



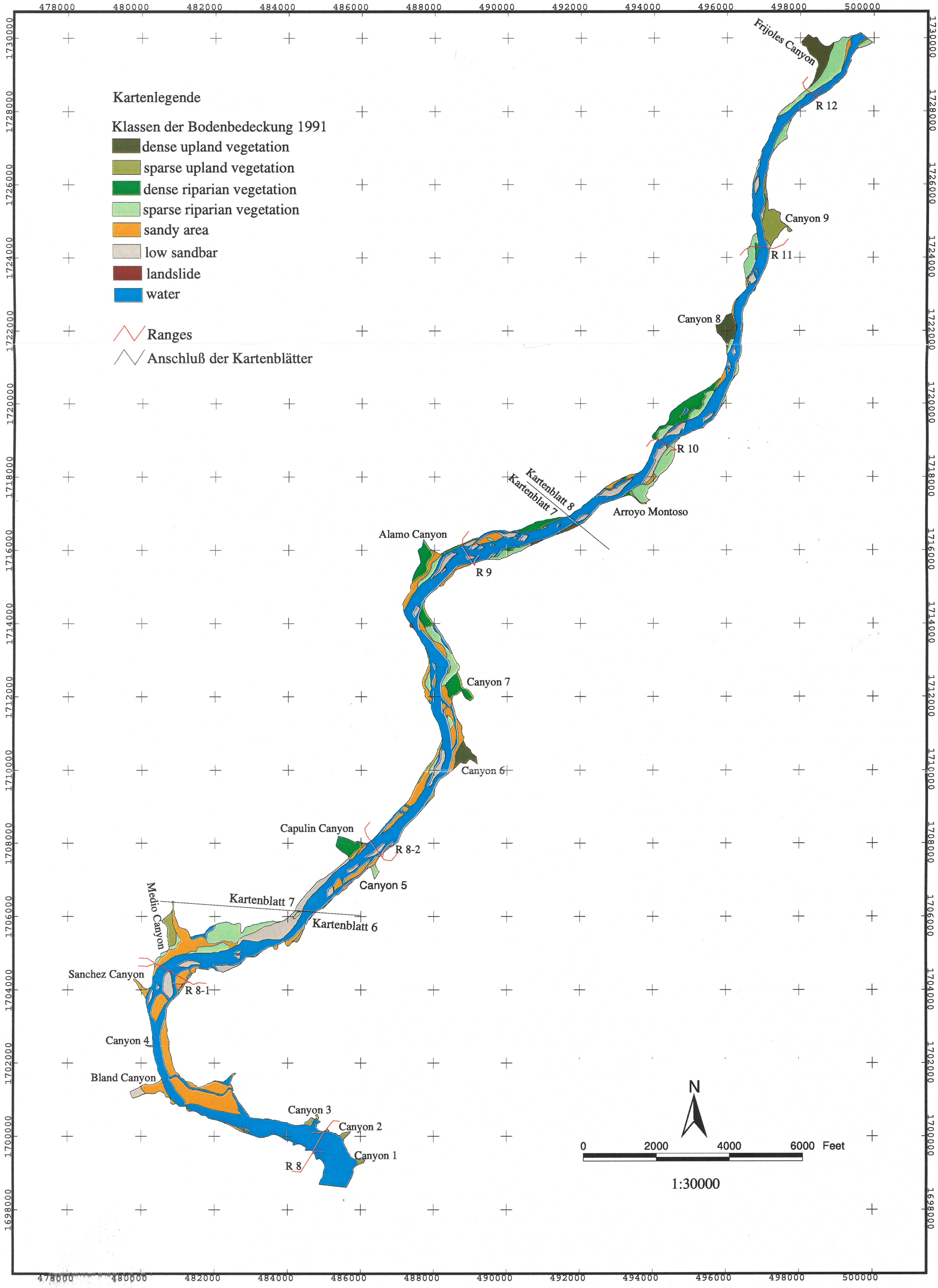
Ranges

Klassen der Bodenbedeckung 1991
- sparse upland vegetation
- sparse riparian vegetation
- sandy area
- low sandbar
- water

Klassen der Bodenbedeckung 1986
- sparse upland vegetation
- sparse riparian vegetation
- submerged vegetation
- sandy area
- low sandbar
- water

Datengrundlage: USACOE (1986): Cochiti - Luftbilder.
USACOE (1991): Cochiti Lake, NM - Luftbilder.
Kartengrundlage: USACOE (1981/1986): Orthophoto. Plate 6.
Projektion: New Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone (Transverse Mercator); 2.000 ft Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.

Karte 7: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1991 (Kartenblatt 6, 7 und 8)



Datengrundlage: USACOE (1991): Cochiti Lake, NM- Luftbilder.
Kartengrundlage: USACOE (1981/1986): Orthophoto. Plate 6, 7 and 8.
Projektion: New Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone (Transverse Mercator); 2.000 ft Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.

7 QUER- UND LÄNGSSCHNITT DES GERINNES IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Um einen dreidimensionalen Eindruck der Flußmorphologie im Untersuchungsgebiet zu erhalten, werden im folgenden der Quer- und Längsschnitt des Gerinnes dargestellt, nachdem die raum-zeitliche Entwicklung des Flußgrundrisses bereits erörtert worden ist.

7.1 Datengrundlage

Die Daten für die Längs- und Querprofile des Gerinnes im Untersuchungsgebiet stammen aus Vermessungen des U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District, die den Staudamm bauten und ihn heute betreiben. Im April 1972, als die Talsperre bereits teilweise fertiggestellt war, wurde der zukünftige Stauraum bis zu einer Höhe von 5.460 ft üNN mittels photogrammetrischer Methoden vermessen, so daß Höhenlinienkarten mit einem Linienintervall von 5 ft erstellt werden konnten. Diese Karten bildeten die Grundlage für die Berechnung des ursprünglichen Verhältnisses zwischen Seespiegelhöhe, Seeoberfläche und Speicherkapazität des Stausees. Insgesamt wurden 37.200 ac-ft an Erdmaterial für den Staudammbau flußaufwärts der Talsperre zwischen Range 1 und 5 ausgebaggert, wobei auch noch nach der ersten Vermessung von 1972 Material entnommen wurde, so daß ein Zuwachs an Speicherkapazität bei einer bestimmten Höhe des Seespiegels bei Vermessungen in späteren Jahren gegenüber 1972 darauf zurückzuführen ist, und das obwohl Sediment im Reservoir abgelagert wurde. Im Jahre 1976 wurden 16 Transsekte oder Ranges, wie sie in der amerikanischen Literatur genannt werden, am Rio Grande im Staubereich eingerichtet, entlang derer die Menge und Verteilung der Sedimentakkumulation am Boden gemessen werden sollte (siehe Anhang 11.6). Von April bis Juli desselben Jahres wurde die erste Vermessung entlang der Ranges durchgeführt (USACOE 1979, S. 10). Im April 1978 folgte die nächste hydrographische Aufnahme und Vermessung an Land entlang der Ranges. Im Oktober 1981 wurde die nächste Vermessung mittels photogrammetrischer Auswertung von Luftbildern des gesamten Stauraumes und zusätzlich von Range 1 bis 8 mittels hydrographischer Methoden im Stausee durchgeführt, da im Einlaufbereich des Stausees nach den erhöhten Frühjahrsabflüssen der Jahre 1979 und 1980 die Sedimentablagerungen ein Delta gebildet hatten und somit die Aktualisierung der Speicherkapazität für notwendig befunden wurde. Während 1976 und 1978 nur Vermessungen entlang der Ranges durchgeführt und Profile erstellt wurden, erstellte man 1981 wieder wie bereits 1972 eine Höhenlinienkarte, so daß die aktuelle Speicherkapazität berechnet werden konnte, deren Veränderungen auf einer Kombination der natürlichen Effekte der Sedimentation und des anthropogenen Einflusses durch die Entnahme von Erdmaterial beruhen (USACOE 1982). Bei den Vermessungen im Oktober 1986 wurden dieselben Methoden verwendet wie 1981, jedoch konnten wegen der Speicherung im Hochwasserstauraum 14 Ranges mit Unterwassersonar vermessen werden. 1986

wurden zwei zusätzliche Ranges zwischen Range 8 und 9 eingerichtet, welche die Numerierung 8-1 und 8-2 erhielten, um eine bessere Einschätzung des Aggradationsprozesses zu ermöglichen (USACOE 1990). Im Juni 1991 wurde der gesamte Stauraum erneut mittels photogrammetrischer Methoden und 11 Ranges durch hydrographische Methoden vermessen.

7.2 Längsprofil

Das Längsprofil zeigt den Trend der Gefällsentwicklung seit der Schließung des Staudammes auf. Grundsätzlich strebt der Fluß einem Gefälle zu, „das unter den gegebenen Abflußbedingungen gerade ausreicht, das angelieferte Geschiebe fortzubewegen" (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 148). Durch eine Stauanlage wird ein künstlicher Gefällebruch verursacht, indem die Erosionsbasis erhöht wird, so daß das Gefälle oberstrom des Dammes vermindert wird (Schumm 1977, S. 150). Oberhalb des Dammes findet Aggradation statt, bis der Fluß sein neues Gleichgewichtsgefälle erreicht hat. Das Transportvermögen des Flusses nimmt beim Eintritt in den Stausee ab, und das mitgeführte Sedimentmaterial wird abgelagert. Geschieht dies in einem breiten Tal, so bildet sich ein Schuttkegel oder Schwemmfächer aus. Riegelt der Staudamm allerdings ein eingeengtes Tal ab, so vollzieht sich eine Anlandung der Sohle.

Im folgenden werden die Änderungen des Längsprofils seit der Schließung des Staudammes im Jahre 1973 beschrieben (Abb. 30). Das Längsprofil stellt die Gefällskurve des Talweges, den tiefsten Punkt eines Flußlaufes, dar. Es liegen keine Zeitreihen vor dem Staudammbau vor, sondern nur eine einzige exakte Aufnahme im Jahre 1972, welche die natürliche Ausgangssituation zeigt. Es ist allerdings anzunehmen, daß sich das Längsprofil in den Jahrzehnten vor dem Bau der Stauanlage, d.h. im Untersuchungszeitraum seit 1935, nicht wesentlich geändert hat, da der Rio Grande im White Rock Canyon in das anstehende Gestein eingeschnitten ist und nur eine gering mächtige Geschiebedecke auf dem Felsuntergrund abgelagert hat. Das Gefälle betrug 1972 10 ft/mi (1,9 m/km) im Untersuchungsgebiet. Zwischen 1972 und 1978 zeigen sich nur geringfügige Änderungen. Oberstrom von Range 9 erodierte der Fluß einige Fuß vom Flußbett. Zwischen Range 6 und Range 8-1 wurde zwischen 1972 und 1976 am meisten Sediment abgelagert, weil der Arbeitsspeicherraum zwischen 1973 und 1975 mit Wasser aufgefüllt wurde. Bis die Höhe des ständigen Stausees von 5.321,5 ft üNN im Dezember 1975 erreicht wurde, lag der Seespiegel niedriger und somit auch der Mündungsbereich des Flusses in den See, wo der fluviatile Sedimenttransport in die Prozesse der lakustrischen Sedimentation übergeht. Infolge derselben Prozesse hat sich ein weiterer Aggradationspunkt bei Range 9, ca. 5.322 ft üNN, ausgebildet. Bis 1978 wurden insgesamt 1.200 ac-ft Sediment, d.h. 197 ac-ft pro Jahr im Cochitireservoir abgelagert (USACOE 1992). Zwischen 1978 und 1981 hat sich zwischen Range 8 und 9 ein mächtiger Sedimentkeil entwickelt, der bei Range 8-1 mit ca. 40 ft seine größte Mächtigkeit seit 1972 erreichte. Infolge der über dem Normalabfluß liegenden Frühjahrsabflüsse von 1979 und 1980 wurde soviel Sediment

abgelagert, daß am oberen Ende des Stausees 2 mi des Arbeitsspeichers aufsedimentiert wurden (USACOE 1982, S. 1). Seit Dezember 1975 wurde versucht, den Seespiegel konstant bei 5.321,5 ft üNN zu halten, wo der See eine Oberfläche von 1.200 ac hat, so daß der Bereich, in dem die Transportkapazität des Rio Grande abnimmt und eine rasche Ablagerung der Suspensionsfracht erfolgt, weitgehend fixiert ist. Das obere Ende des Stausees liegt im White Rock Canyon, wo der schmale Talboden der Schlucht von steil aufragenden Wänden begrenzt ist, weswegen das abgelagerte Sediment keinen breiten Schwemmfächer bilden kann, sondern vertikal im Flußlauf sedimentiert wird. Von der Schließung des Dammes bis zum Oktober 1981 wurde ein Gesamtgewicht von 13 Mio. Tonnen Sediment (USACOE 1982, S. 7) im Cochitireservoir abgelagert, was einem Gesamtvolumen von 9.050 ac-ft entspricht (USACOE 1992). Davon wurden mehr als 5,25 Mio. Tonnen zwischen April 1978 und Oktober 1981 sedimentiert (USACOE 1982, S. 8). Nach den erhöhten Frühjahrsabflüssen von 1983, 1984, 1985 und 1986 ist das Delta zwischen Range 8 und 9 weiter gewachsen. Es zeigt sich allerdings eine Erstreckung der Aggradation nach oberstrom bis Range 13. Diese Entwicklung ist durch den lange erhöhten Seespiegel während der Jahre 1985 und 1986 bedingt, wodurch der Sedimentationspunkt, an dem die Transportkapazität des Flusses abnimmt, weiter flußaufwärts verlagert wurde. Seit April 1975 bis Oktober 1986 wurde ein Sedimentvolumen von etwa 13.626 ac-ft im Cochitireservoir abgelagert, was 13% des geplanten Sedimentspeicherraumes von 105.000 ac-ft aufbraucht (USACOE 1990, S. 3). Zwischen 1986 und 1991 wurden 4.860 ac-ft Sediment im Cochitireservoir abgelagert, so daß das Gesamtvolumen auf 18.486 ac-ft erhöht wurde. Dieses Gesamtvolumen entspricht 17,6% des Sedimentspeicherraumes und wurde in 18,07 Jahren angereichert (USACOE 1992, S. 2). Die Aggradation verstärkte weiterhin die Ausbildung des Deltas, das bei Range 8-1 1991 mit ca. 55 ft seine größte Mächtigkeit aufwies. Zwischen Range 8 und 8-1 bricht der Sedimentkeil steil ab, so daß die Sedimentdecke bei Range 8 nur mehr 30 ft mächtig ist. Zwischen Range 8 und 8-1 beträgt das Gefälle nun 25 ft/mi. Der Sedimentkeil nimmt von Range 8-1 aus auch nach oberstrom in seiner Dicke ab, so daß er bei Range 13 nur mehr 10 ft mächtig ist. In diesem Abschnitt beträgt auch das Gefälle nur noch ca. 4 ft/mi.

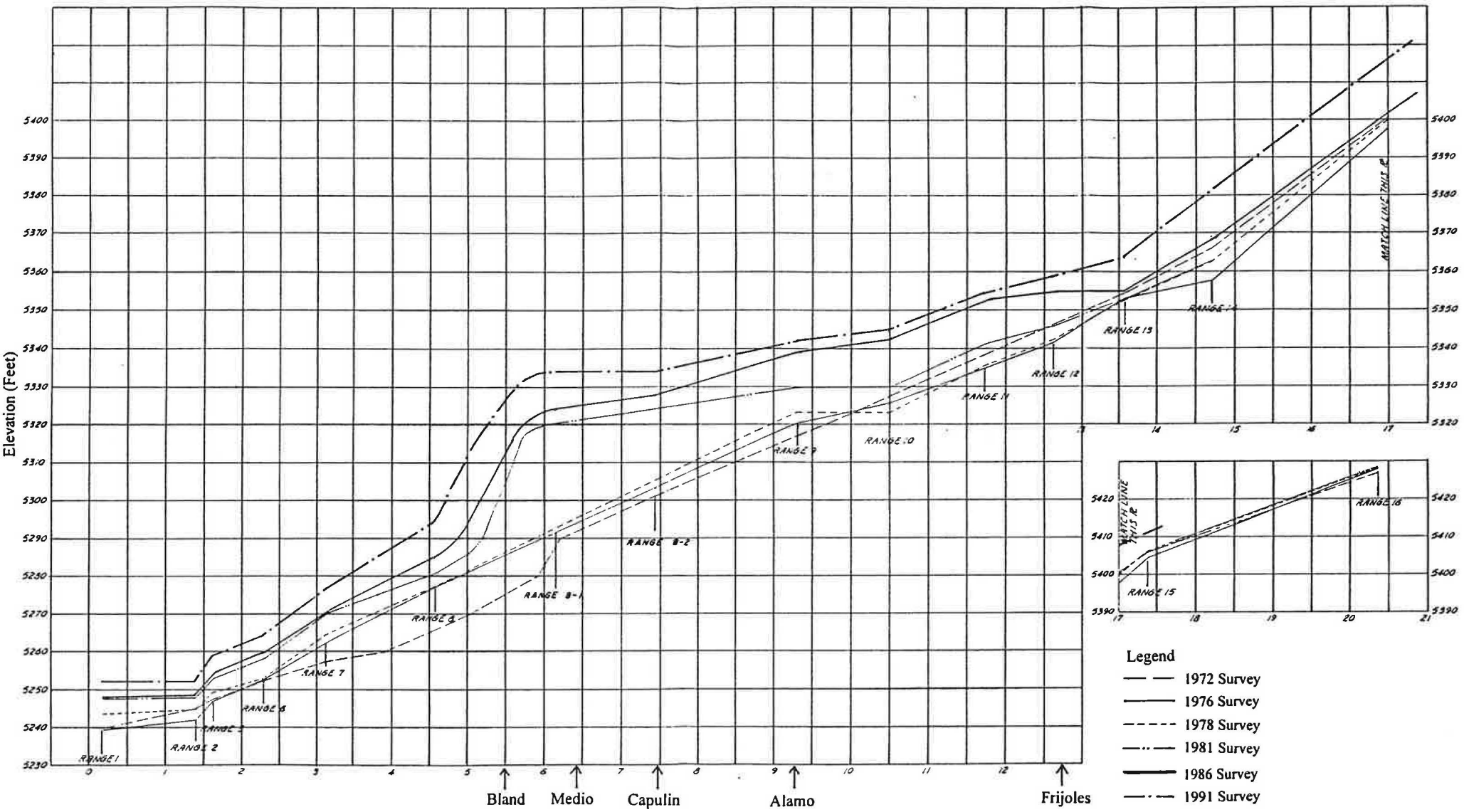


Abb. 30: Längsprofil des Deltas im Cochitireservoir
(*Quelle*: USACOE 1990, Plate 14, USACOE 1997-c)

Zusammenfassend lassen sich folgende Zusammenhänge erkennen: Der Aggradationsprozeß ist von der Form des Reservoirs und von seinem Betriebsmodus abhängig. Der Wasserstand bestimmt den Punkt, an dem der Fluß in den stehenden Wasserkörper des Sees mündet und somit die Prozesse des fluviatilen Sedimenttransports in die Sedimentationsprozesse übergehen, da die Transportkapazität des Flusses beim Eintritt in den stehenden Wasserkörper abnimmt, so daß die Sedimentfracht abgelagert wird. Mit steigendem Wasserstand des Stausees sedimentiert der Fluß weiter stromaufwärts, so daß das Delta nicht nur in der Höhe sondern auch in der Länge wächst, wodurch sich die Morphologie des Rio Grande in Nachbarschaft zum Bandelier National Monument zusehends ändert. Da sich das Delta in einer engen Schlucht befindet, ist die horizontale Ausbreitung der Sedimentschichten durch die steilen, eng stehenden Felswände begrenzt, weswegen kein klassischer Schwemmfächer entstehen kann.

7.3 Querschnitt

Der Querschnitt gibt Auskunft über die Gerinnebreite und -tiefe, die Lage des Talweges und das Verhältnis von Flußbreite zur Talbreite. Das Untersuchungsgebiet liegt in einer Schlucht, wo der Fluß im Zeitrahmen der *graded time* nur einen begrenzten Aktionsraum auf dem von Felswänden eingeengten Talboden zur Verfügung hat. In Schluchtläufen ist bereits eine geschlossene Geschiebedecke vorhanden, was Voraussetzung für eine Änderung der Gerinneform ist (Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 160). Je unabhängiger der Fluß vom Talquerschnitt und je dicker die Geschiebedecke ist, desto schneller paßt sich die Gerinnegeometrie an eine Änderung der äußeren Parameter an.

Zwischen Range 8 und 9 nimmt der Fluß 1991 den gesamten Talboden bis zu einer Breite von 1.000 ft (300 m) ein, während er in seinem ursprünglichen Zustand 1972 in einer Rinne von ca. 200 ft (60 m) Breite floß. Der Bereich der maximalen Aggradation befindet sich in diesem Flußabschnitt, so daß der gesamte Talboden ungeachtet des ursprünglichen Reliefs mit Sediment verfüllt wurde, das sich sukzessive auf dem Gerinneboden in horizontalen Schichten absetzte, weshalb das Flußbett 1991 bis zu 55 ft höher liegt als 1972. Das Relief der Sedimentdecke von 1991 ist sehr flach, so daß der Wasserlauf nicht auf einen Hauptarm festgelegt sein muß, sondern seinen Talweg leicht verlegen kann, während das Gerinne 1972 ca. 5 ft in den Talboden eingetieft war. Abb. 31 zeigt den Querschnitt bei Range 8-1, der für die Veränderungen des Flußquerschnittes zwischen Range 8 und 9 seit 1972 repräsentativ ist. Nach Schumm (1977, S. 153) läßt die Schichtung der Aggradation bedingt auch Rückschlüsse auf die Korngrößen des Sediments zu. Wenig kohäsive Sedimente wie Sand werden in horizontaler Schichtung auf der Gerinnesohle abgelagert. Feinmaterial der Ton- und Schluffraktion neigt hingegen dazu, sich entlang der Gerinnewandung abzulagern und so eine konkave Schichtung auszubilden.

Während zwischen Range 8 und 9 die größte Sedimentakkumulation zwischen 1978 und 1981 erfolgte, wurde zwischen Range 10 und 12 das meiste Sediment im Zeitraum von 1981 bis 1986 abgelagert. Vor 1981 wurde das ursprüngliche Flußquerprofil durch die Sedimentakkumulation nicht wesentlich verändert. Erst infolge der hohen Frühjahrsabflüsse Anfang und Mitte der 80er Jahre wurde das Flußbett auch in diesem Abschnitt in horizontalen Schichten aufsedimentiert und sein Relief eingeflacht. Dadurch verbreiterte sich das Flußbett von ca. 100 ft (30 m) 1981 auf ca. 200 ft (60 m) 1991 bei Range 12 (Abb. 32). Es nimmt aber dennoch nicht den gesamten Talboden ein, sondern folgt noch als einarmiges Gerinne seinem angestammten Verlauf im Tal. Das Flußbett wurde in diesem Teilabschnitt um bis zu 20 ft seit dem Bau der Stauanlage erhöht.

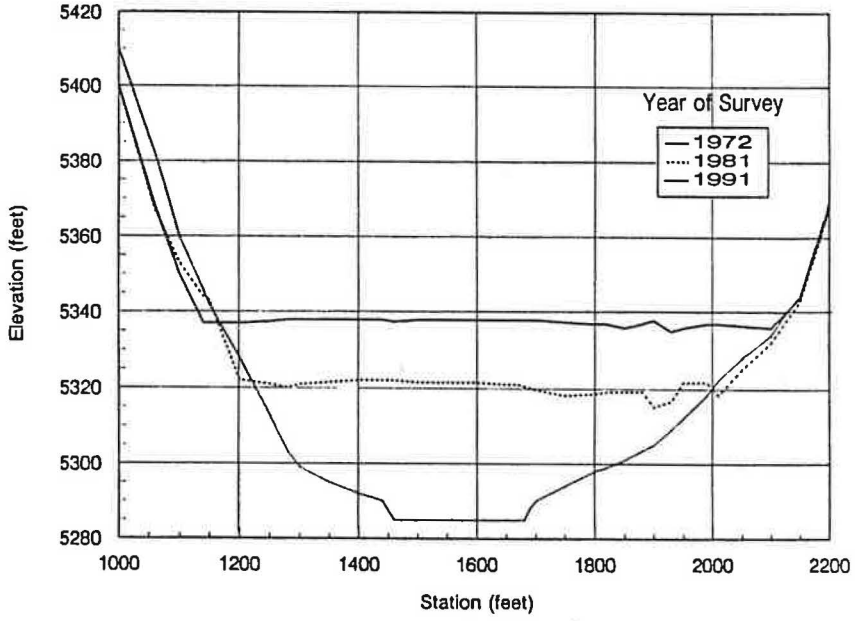


Abb. 31: Querprofil des Cochitideltas beim Medio Canyon (Range 8-1)
(*Quelle*: Allen et al. 1993, S. 23)

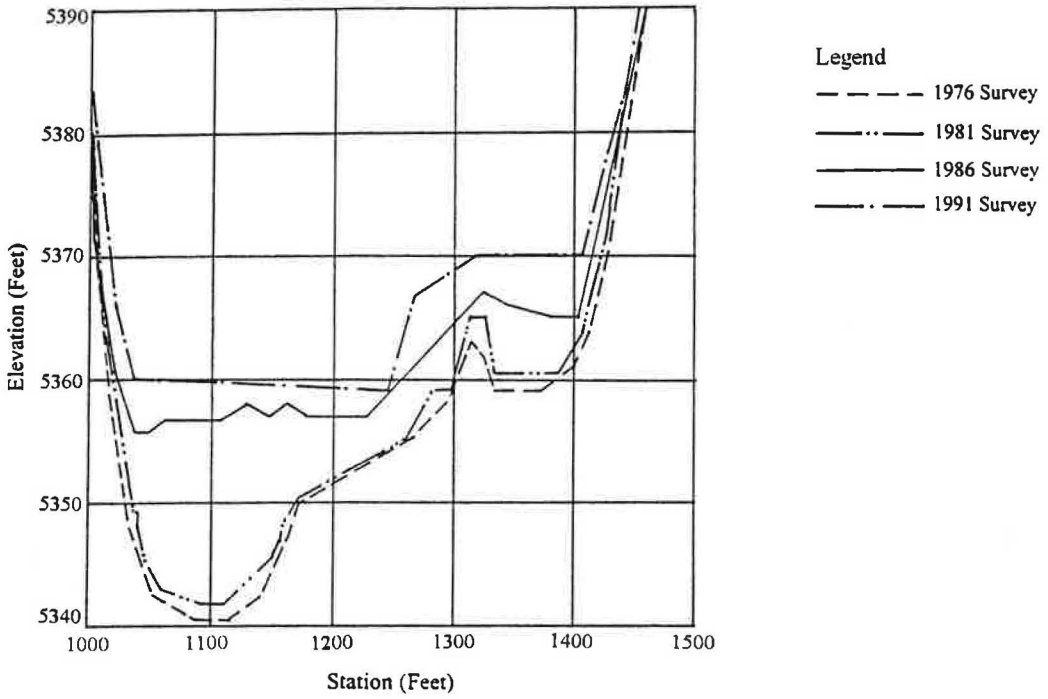


Abb. 32: Querprofil des Cochitideltas beim Frijoles Canyon (Range 12)
(*Quelle*: USACOE 1990, Plate 13, USACOE 1997-c)

8 MERKMALE DES SEDIMENTS IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Das Gerinne im Untersuchungsgebiet unterscheidet sich vor und nach dem Bau der Stauanlage nicht nur in der Mächtigkeit seiner Geschiebedecke, sondern auch in seiner Bettform und der Korngrößenzusammensetzung des Geschiebes. Aufgrund der Aggradation des Rio Grande von 0,19 ft bis 0,33 ft pro Jahr zwischen 1936 und 1941 (Rittenhouse 1944, S. 145) im Middle Valley wurden v.a. Mitte dieses Jahrhunderts im Zuge der zahlreichen wasserbaulichen Maßnahmen Untersuchungen zum Sedimenttransport zwischen Velarde und San Marcial durchgeführt.

Der Rio Grande weist im White Rock Canyon vor dem Staudammbau ein Kies-Sandbett (*sand-gravel channel*) auf (Nordin & Beverage 1965, S. 2), das durch einen limitierten Anteil der Sandfraktion im Geschiebe definiert ist, der für den fluvialen Transport zur Verfügung steht. Darüber hinaus variiert die mittlere Korngröße des Geschiebes mit dem Abfluß (Culbertson & Dawdy 1964, S. 8). Der Median der Korngrößendurchmesser der Sedimentproben, die in den obersten Zentimetern des Flußbettes bei Otowi Bridge entnommen wurden, liegt bei 1,45 mm mit einer Standardabweichung von 3,0 mm (Nordin & Culbertson 1961, S. 324). Obwohl der mittlere Korndurchmesser in der Sandfraktion liegt, ist dennoch ein hoher Kiesanteil im Sediment enthalten. Der prozentuale Anteil der Kiesfraktion im Bettmaterial variiert mit der Größe des Abflusses und mit dem Zeitpunkt innerhalb eines Abflußereignisses; generell nimmt der Korndurchmesser des Bettmaterials mit steigendem Abfluß zu (Nordin & Beverage 1965, S. 9), da die Sedimente der Sandfraktion durch die erhöhte Strömungsgeschwindigkeit in Transport übergehen (vgl. Abb. 2). Bei den Geschiebeproben, die bei Cochiti während zwei Hochwasserereignissen im Mai und Juni 1957 und 1958 entnommen wurden, reicht der mittlere Korndurchmesser von 0,13 bis 33,0 mm (Culbertson & Dawdy 1964, S. 13). In der Geschiebedecke findet man kein Sediment mit einer Korngröße unter 0,062 mm (Nordin & Beverage 1965, S. 12), deshalb muß sich die Schluff- und Tonfraktion ausschließlich in Suspension befinden. Im allgemeinen ist die Suspensionsfracht unter 0,062 mm vertikal und horizontal gleichmäßig im Strömungsquerschnitt verteilt (Nordin & Dempster 1963, S. 7). Darüber hinaus ändert sich die prozentuale Korngrößenzusammensetzung im Flußbett des White Rock Canyon mit der räumlichen Lage im Gerinne. Das Flußbett weist eine regelmäßige Abfolge von Kolken und Furten auf (Nordin & Beverage 1965, S. 2) (vgl. Kapitel 1.2.3.1). Die Sedimentgröße in den Furten reicht von Kies bis hin zu großen Blöcken. Das Sediment in den Kolken hat eine vom Abfluß abhängige bimodale Verteilung. Bei geringer Strömung findet man Korngrößen der Sandfraktion vor, bei großer Strömung Sand und Kies. Diese Bettkonfiguration ist sehr stabil, da sich die Lage und Form der Kolke und Furten im Flußbett von Jahr zu Jahr kaum verändert, obwohl ein vom Abfluß abhängiger Geschiebetransport stattfindet (Nordin & Beverage 1965, S. 2).

Durch den Bau der Talsperre und die Aufstauung eines ständigen Sees haben sich die Strömungsverhältnisse im White Rock Canyon verändert. Die Strömungsgeschwindigkeit des Rio

Grande nimmt beim Eintritt in den stehenden Wasserkörper ab, und der Fluß verliert seine Transportkapazität. Dieser Übergangspunkt liegt infolge des Rückstaueffekts bereits weiter flußaufwärts als der Pegel des eigentlichen Stausees. Die Folge ist die Ablagerung der Sedimentfracht und die Ausbildung eines Deltas (vgl. Längsprofil). Bei den Stauraumvermessungen im Jahre 1978 wurden auch Sedimentproben im Gerinne zwischen Range 7 und 9 (siehe Anhang 11.6) im Bereich der Wasserkante bei 5.321,4 ft üNN entnommen. Die Proben, die auf den Schwemmfächern der Tributären gewonnen wurden, unterscheiden sich in ihrer Korngrößenzusammensetzung von den Sedimententnahmen im Hauptgerinne des Reservoirs. Den Hauptanteil der Tributärensedimente machen Sand und Kies aus, wobei die Sandfraktion mit bis zu 95% dominiert. Sie enthalten nur wenig Siltteilchen und keine Korngrößen der Tonfraktion (Korngrößen in mm siehe Anhang 11.1.4).[14] Die Reservoirproben im Hauptarm hingegen weisen das umgekehrte Verhältnis auf: Sie haben einen hohen Anteil der Silt- und Tongrößen und nur einen geringen Prozentsatz der Sandfraktion. Korngrößen der Kiesfraktion fehlen. Bei den Sedimentproben, die am weitesten oberstrom (bei Range 9) im Gerinne des Rio Grande entnommen wurden, macht die Sandfraktion den höchste Prozentsatz der Korngrößen aus. Je weiter stromabwärts die Proben entnommen wurden, desto mehr verlagert sich das Verhältnis der Korngrößenzusammensetzung zugunsten der Tonfraktion, die bis zu zwei Drittel ausmacht (USACOE 1979, S. 12 f/ Tab. 4).

Die nächsten Sedimentproben wurden im Reservoir 1986 zwischen Range 1 und 14 (siehe Anhang 11.6 und 11.3.1) entnommen. Die prozentuale Verteilung der Korngrößen von allen Proben zusammen stellt sich wie folgt dar: 3,29% Sand, 39,54% Silt und 57,16% Ton. Von Range 1 am Damm bis Range 6 überwiegt der Tonanteil in den Proben aus der ehemaligen Fließrinne des Rio Grande mit durchschnittlich 86%, und es wurde kein Sediment der Sandgröße festgestellt (Abb. 33). Bei Range 7 liegt mit der Verteilung von 32,9% Silt und 67,1% Ton der Übergangsbereich hin zu einer Zunahme der gröberen Sedimentkomponenten. Bei den Proben von Range 8 bis Range 14 stellt die Siltfraktion mit durchschnittlich 62% den höchsten Anteil in der Korngrößenverteilung in diesem Abschnitt dar. Der Anteil der Tonfraktion ist im oberen Abschnitt des Deltas auf 36% gesunken, und die Sandfraktion macht hier bereits 2% aus. Eine Ausnahme in dieser Verteilung der Korngrößen bildet die Sedimentprobe von Range 8-2, die aus 11% Sand, 52,1% Silt und 36,9% Ton besteht (USACOE 1990, Tab. 4).

[14]Graf (1994, S. 173) nahm Sedimentproben auf dem Schwemmfächer von Frijoles Canyon und beziffert den Anteil der Feinsedimente auf ca. 7%.

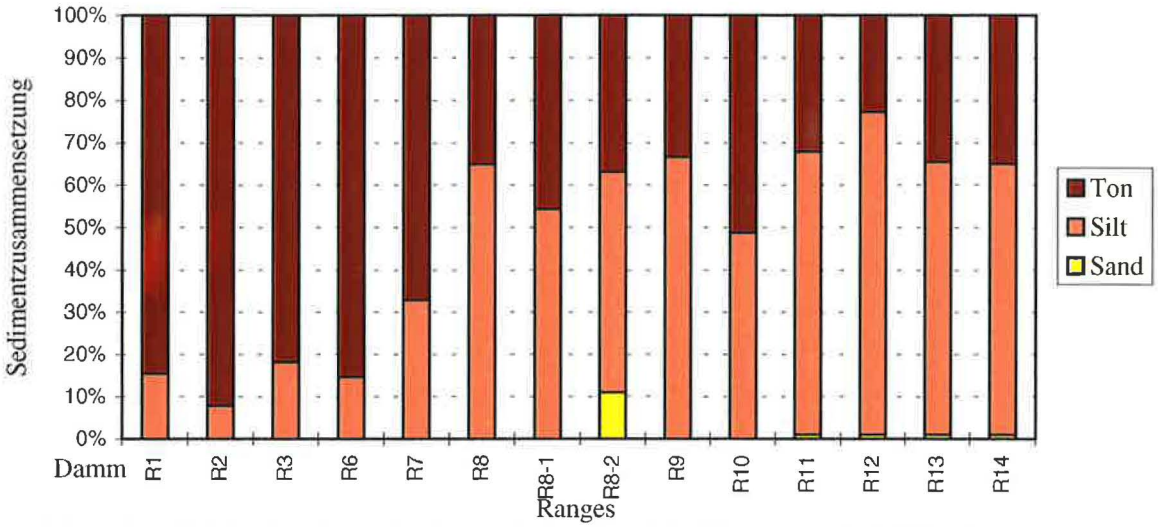


Abb. 33: Verteilung der Sedimentzusammensetzung im Hauptarm des Cochitireservoirs 1986
Merke: Bei Range 1, 2 und 3 wurden jeweils mehrere Sedimentproben genommen.
In dieser Abbildung ist der jeweilige Durchschnittswert aufgeführt.
(eigener Entwurf, 1998, mit den Daten aus USACOE 1990, Tab. 4)

Weitere Sedimentproben wurden 1991 im Zuge der Stauraumvermessungen zwischen Range 1 und 10 entnommen (siehe Anhang 11.3.2). Es fehlen Korngrößendaten für den oberen Teil des Deltas. Die Korngrößenverteilung hat sich in dem untersuchten Abschnitt gegenüber 1986 verändert. Zwischen Range 1 und 6 beträgt die Tonfraktion nur mehr 69%, und 7% der Korngrößen liegt in der Sandfraktion (Abb. 34). Somit hat die Tonfraktion zugunsten der gröberen Sedimente an Anteil gegenüber 1986 verloren. Ein Grund für diese Entwicklung ist die Einmündung des Santa Cruz Arroyos, auch als Canyon de Cochiti bezeichnet, dessen Bettmaterial zu 98,9% aus Sand besteht (Range 4), oberstrom von Range 3. Eine Flashflood in diesem Arroyo kann den Eintrag des sandigen Sediments in den unteren Teil des Cochitireservoir verursacht haben. Dafür spricht auch die lokale Anreicherung von 38% Sand im Bodensediment, die bei einer der zwei Sedimentproben bei Range 3 gemessen wurde (USACOE, Southwestern Division Laboratory 1992). Bei Range 7 und 8 hat der Anteil der Tonfraktion in den Bodenproben gegenüber 1986 zugenommen: bei Range 7 von 67,1% auf 73,5% und bei Range 8 von 35,1% auf 51,9%. Sedimente der Sandfraktion fehlen in diesem Bereich. Zwischen Range 8-1 und Range 10 (ohne Range 8-2) ist der Anteil der Sandfraktion in den Bodensedimentproben auf durchschnittlich 39% angestiegen. Die Tonfraktion ist auf 16% und die Siltfraktion auf 45% gesunken. Als die Sedimentproben 1986 entnommen wurden, hat der Wasserspiegel im See aufgrund der Hochwasserspeicherung seit dem Frühjahr 1985 nahezu ununterbrochen über dem Niveau von 5.390 ft üNN gelegen, so daß auch am oberen Ende des Deltas die Sedimentationsprozesse eines stehenden Wasserkörpers vorherrschten. Ab Mitte des Jahres 1988 herrschte wieder normaler Speicherbetrieb, der die Seespiegelhöhe weitgehend bei

5.332 ft üNN festschrieb, so daß stromaufwärts von Range 8-1 der Einflußbereich der fluviatilen Ablagerungsverhältnisse anhielt und die Transportkapazität immerhin so stark war, daß nur ein geringer Anteil der Tonfraktion in diesem Flußabschnitt sedimentiert wurde. Die lakustrischen Sedimentationsprozesse haben sich weiter gen Damm verlagert. Range 8-2 fällt in diesem Abschnitt mit einem Anteil der Sandfraktion in der Probe von 98,9% aus dem Rahmen (USACOE, SW Division Laboratory 1992). Bei Range 8-2 mündet der Capulin Canyon, der eine intermittierende Wasserführung hat, in den Rio Grande. Der hohe Sandanteil bei Range 8-2 zeigt den lokalen Einfluß der Tributären auf die Sedimentzusammensetzung im Rio Grande. Vor dem Staudammbau hätten Hochwasserabflüsse am Rio Grande die sandigen Sedimente aufgenommen und umgelagert. Da seit der Schließung des Staudammes die Transportkapazität des Rio Grande im Deltabereich allerdings so weit gesunken ist, daß sogar Feinsediment abgelagert wird, hat der Fluß nicht mehr die Kraft das gröbere Sediment aus den Seitencayons aufzunehmen und zu transportieren. Die Schwemmfächersedimente aus den Seitenschluchten werden also nicht umgelagert, sondern mit der Zeit wieder von feinen Seesedimenten überlagert. Entnähme man in Höhe der Tributärenmündungen tiefe Bohrkerne aus dem Cochitiseedelta, so ließe sich nicht nur der wechselnde Ablagerungsmodus im Deltabereich zwischen fluviatil und lakustrisch, sondern auch extreme Abflußereignisse in den Arroyos rekonstruieren.

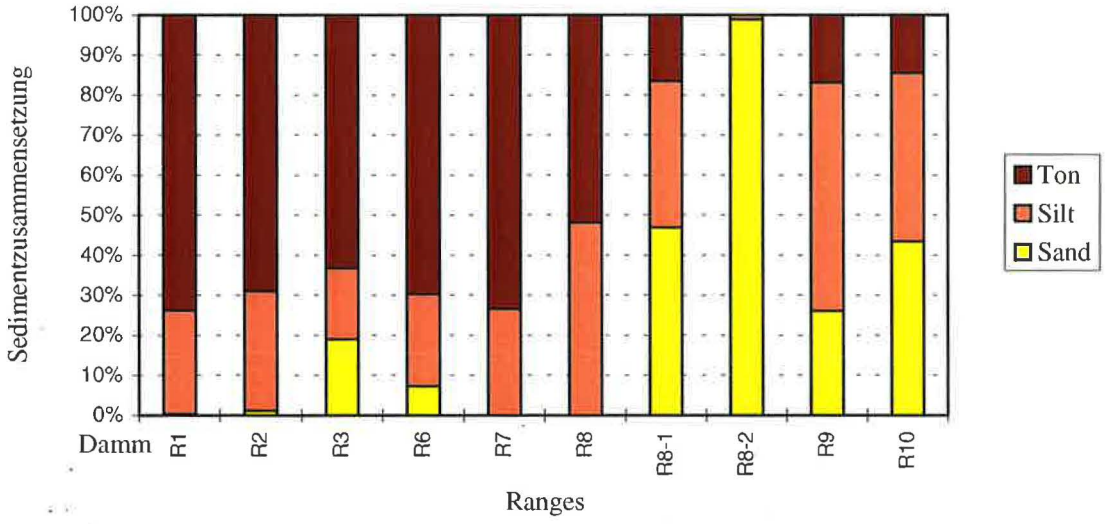


Abb. 34: Verteilung der Sedimentzusammensetzung im Hauptarm des Cochitireservoirs 1991
Merke: Bei Range 1, 2 und 3 wurden jeweils mehrere Sedimentproben genommen.
In dieser Abbildung ist der jeweilige Durchschnittswert aufgeführt.
(eigener Entwurf, 1998, mit den Daten aus USACOE, Southwestern Division Laboratory 1992)

9 DISKUSSION

In diesem Kapitel wird versucht, ein dreidimensionales Bild des Rio Grande im Untersuchungsgebiet zu zeichnen. Die raum-zeitlichen Veränderungen des Flusses sollen einerseits in Abhängigkeit der äußeren Einflußfaktoren von Abfluß und Sedimentfracht erklärt werden, die von den Gegebenheiten im Einzugsgebiet bestimmt werden, andererseits in Abhängigkeit von Kontrollmechanismen, die flußabwärts des Untersuchungsgebietes liegen. Einen solchen Mechanismus stellt der Cochitidamm für das Untersuchungsgebiet dar, dessen Inbetriebnahme die Flußmorphologie im betrachteten Abschnitt nachhaltig veränderte. Darüber hinaus soll geklärt werden, ob sich das fluviale System zu den verschiedenen Untersuchungszeitpunkten im Gleichgewicht befindet oder nicht.

9.1 Morphologie des Rio Grande vor der Schließung des Cochitidammes

Vor dem Bau der Stauanlage *Cochiti Dam* befand sich die Flußmorphologie des Rio Grande im White Rock Canyon im Gleichgewicht mit Abfluß und Sedimentfracht. In diesem Canyonabschnitt fand weder Aggradation noch Degradation der Sohle statt (Culbertson & Dawdy 1964, S. 4). Die Ausbildung einer Abfolge von Kolken und Furten auf der heterogenen Geschiebedecke (Nordin & Beverage 1965, S. 2) sowie von Mäandern der Fließrinne sind Indizien für die Stabilität des fluvialen Systems. Hochwasser haben prinzipiell die Kraft, die Gerinnegeometrie eines instabilen Gerinnes zu ändern, wenn sich dieses bereits am Kippunkt zwischen zwei verschiedenen Gerinneformen befindet. Im Jahre 1941 trat das zweitgrößte Hochwasser am Rio Grande bei Otowi Bridge im Aufzeichnungszeitraum 1895-1993 mit 22.500 cfs auf. Dennoch änderte sich die Grundrißform im Untersuchungsgebiet zwischen den Überfliegungsjahren 1935 und 1951 im großen und ganzen nicht. Die Sandbänke blieben in ihrer Form und Lage bestehen, und die Vegetation in der Talaue wurde ebenfalls nicht verändert. Wenn sich die Erkenntnisse aus dem Grand Canyon, wo 1996 ein „experimentelles" Hochwasser über acht Tage durch einen maximalen Ausfluß aus dem Glen Canyon-Damm produziert wurde, auf den wesentlich kürzeren White Rock Canyon übertragen lassen, dann sind Hochwasser vonnöten, um die großen Ufersandbänke zu erhalten. Durch die Kraft der Hochwasserabflüsse wird das Sediment am Grunde des Gerinnes mobilisiert und umgelagert, so daß durch vertikale Ablagerung Sandbänke entstehen (Collier et al. 1996, S. 77 ff).

Vergleicht man die Kartierungen von 1935, 1951 und 1963, so läßt sich eine schrittweise Ausdehnung der Sandflächen auf Kosten der Wasserfläche erkennen (siehe Anhang 11.5.2). Folgende Erklärungsansätze sind denkbar:

1. Für schmale, tiefe Gerinne mit stabiler Breite, wie den Rio Grande im Untersuchungsgebiet, gilt, daß die Wassertiefe mit dem Abfluß zunimmt (Nordin & Beverage 1965, S. 16). Die durchschnittliche Wasserführung des Rio Grande bei Otowi Bridge beträgt 1.530 cfs (1895-1970) (WATSTORE 1997). An den Überfliegungstagen 1951 und 1963 lag sie mit 986 cfs (26.05.1951) bzw. 190 cfs (15.10.1963) und 181 cfs (16.10.1963) jedoch deutlich unter diesem Wert, so daß auch der Wasserstand unter dem Normalpegel gelegen haben dürfte (siehe Anhang 11.2.4). 1951 und 1963 sind infolge des niedrigen Wasserstandes mehr Sandbänke auf den Luftbildern zu sehen. Für die Überfliegung 1935 ist kein genaues Datum bekannt, so daß auch kein exakter Wert der Wasserführung zum Vergleich herangezogen werden kann. Man muß deshalb auf einen Vergleich der jährlichen Wasserfracht zurückgreifen, um die Hypothese weiter zu untermauern. 1935 liegt die Wasserfracht des Rio Grande bei Otowi Bridge mit 1.015.000 ac-ft im Bereich des Durchschnittswertes von 1.119.000 ac-ft/Jahr (1910-1991) (USACOE 1996, Tab. 4-4), während sie sowohl 1951 mit 395.400 ac-ft als auch 1964 (hydrologisches Jahr!) mit 383.700 ac-ft deutlich unter dem Durchschnittswert liegt (siehe Anhang 11.2.2).

2. Culbertson & Dawdy (1964, S. 36) stellten fest, daß der Rio Grande im White Rock Canyon bei starker Strömung erodiert und bei abnehmender Strömung sedimentiert. Die Strömungsgeschwindigkeit nimmt ebenso wie die Wassertiefe mit steigendem Abfluß zu (Nordin & Beverage 1965, S. 16). Folglich kann man die neuen Sandbänke zum Zeitpunkt der Luftbildaufnahmen 1951 und 1963 aufgrund der Sedimentationstendenz des Flusses bei geringer Strömung erklären. Der Rio Grande hatte bei Otowi Bridge am 15.10.1963 eine Suspensionsfracht von 62 t/Tag und am 16.10.1963 von 49 t/Tag (vgl. Kapitel 5.4: Minimum und Maximum bei Otowi 2,7 t/Tag bzw. 332.000 t/Tag). Dies bedeutet, daß die Transportkapazität sehr gering war, so daß nur wenig Sediment in Suspension transportiert werden konnte. Die von der Strömung abhängige Sedimentation ist jedoch nur eine temporäre Erscheinung, und bei steigender Strömung wird das Sediment wieder erodiert und transportiert.

Das Auftreten neuer Sandbänke über dem Wasserspiegel wird am besten durch eine Kombination dieser beiden Ansätze erklärt. Die geringe Wasserführung 1951 und 1963 bedingt sowohl einen erniedrigten Wasserspiegel als auch eine verringerte Transportkapazität des Flusses, so daß es zu temporärer Sedimentation kommt. Bei erhöhter Wasserführung steigt der Pegel und die Transportkapazität, so daß der Zustand von 1935 wiederhergestellt wird. Da die Wasserfracht 1935 dem Durchschnittswert von 1.119.000 ac-ft nahezu gleicht, ist die Flußmorphologie von 1935 repräsentativ für den Zustand des Rio Grande, der sich im Quasi-Gleichgewicht mit dem mittleren Abfluß befindet. Die neuen Sandbänke von 1951 und 1963 sind nicht als echte Veränderungen zu deuten, sondern nur als verschiedene Ausprägungen desselben stabilen Gerinnes. Graf (1994, S.

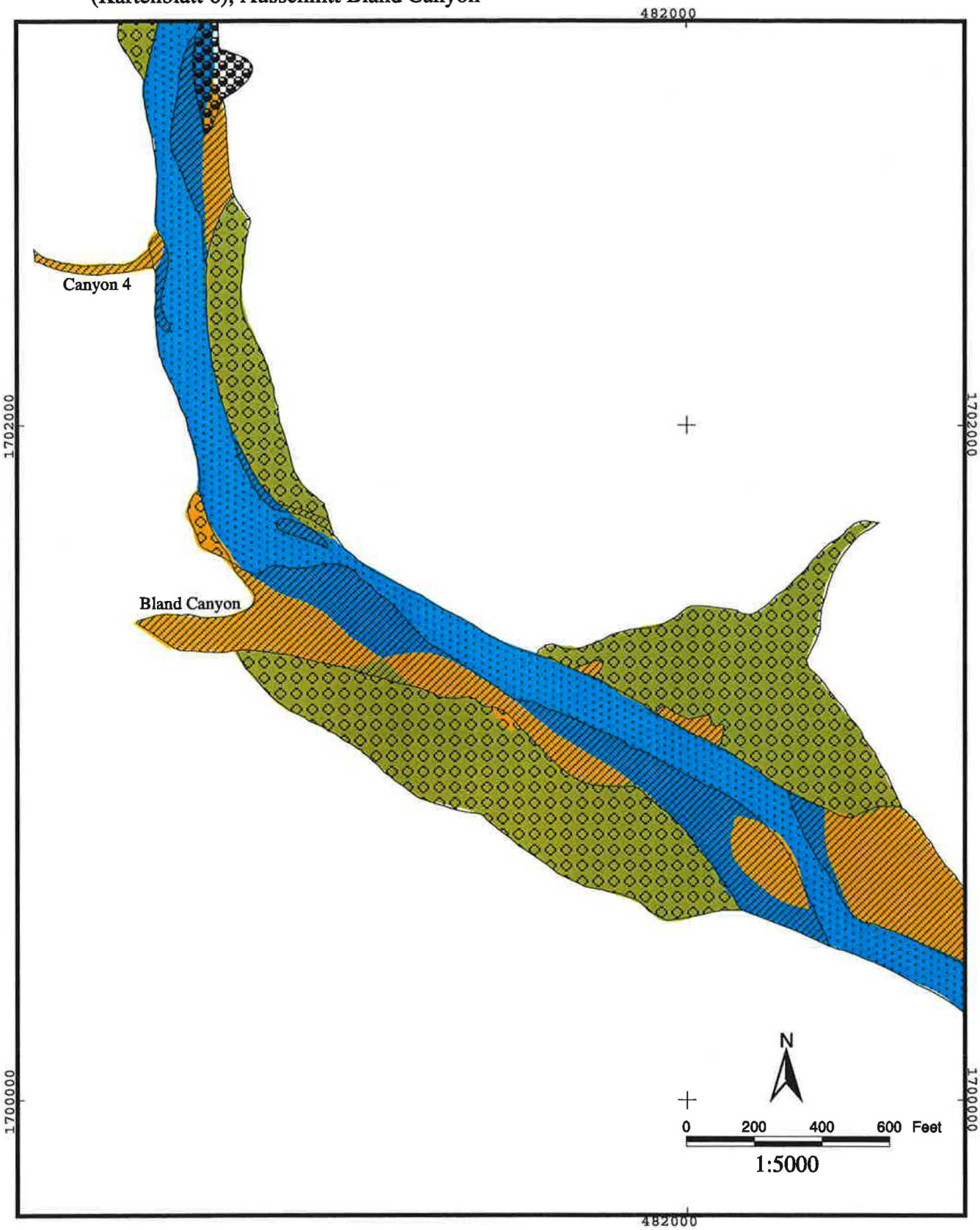
71) stellte in seinen Untersuchungen bzgl. des Sedimenthaushalts des Rio Grande im Middle Valley fest, daß zwischen Otowi Bridge und Albuquerque von Ende der 50er bis Ende der 60er Jahre eine temporäre Speicherung von Sediment im System stattfand, wenn auch nur in geringen Mengen, die in den folgenden Jahren wieder remobilisiert wurden. Diese Tendenz hängt mit der Abnahme der jährlichen Sedimentfracht nach 1958 zusammen (siehe Anhang 11.2.2, vgl. Kapitel 5.4). Da die Talaue im White Rock Canyon sehr schmal ist, wird in diesem Abschnitt, verglichen mit dem Weittal flußabwärts, jedoch wenig Sediment auf dem Hochflutbett gespeichert. Dieser generelle Trend wird von kurzfristigen Sedimentations- und Erosionsprozessen infolge der Abfluß-variabilität im Verlauf eines Jahres überlagert. Die Wasserführung zum Zeitpunkt der Luftbildaufnahme bestimmt die momentane Ausprägung des Gerinnes. 1951 wurde die Aufnahme im Mai gemacht, der eigentlich der Monat mit dem höchsten Abfluß ist (vgl. Anhang 11.2.1), aber das hydrologische Jahr 1951 war ein La Niña-Jahr (vgl. Kapitel 5.3) und hatte im Aufzeichnungszeitraum die viertniedrigste Wasserfracht, so daß sogar im Mai eine unterdurchschnittliche Wasserführung vorlag. Dieses Bild fügt sich in den allgemeinen Trend der Abflußentwicklung am Oberlauf des Rio Grande ein. Vom Anfang der 20er Jahre an war ein ständiger Abwärtstrend zu beobachten, der Mitte der 50er Jahre seinen Tiefpunkt erreichte (vgl. Kapitel 5.2). Die Luftbildaufnahme 1963 wurde im Oktober gemacht. Der Frühherbst ist am Rio Grande die Jahreszeit mit dem geringsten Abflußvolumen, deshalb beginnt ein hydrologisches Jahr auch am 1. Oktober. Die Aufnahme von 1963 spiegelt den Fluß bei geringer Wasserführung im Herbst wider. Darüber hinaus waren die Wasserjahre 1963 und 1964 durch eine unterdurchschnittliche Wasserfracht geprägt, was sich in den Trendverlauf des Abflusses einfügt. Die verminderte Transportkapazität des Rio Grande infolge der geringen Wasserführung zum Zeitpunkt der Luftbildaufnahmen 1951 und 1963 verhindert, daß das Sediment, das aus den Seitencanyons in den Hauptfluß geschwemmt wird, vom fließenden Wasser des Rio Grande erodiert und flußabwärts transportiert wird. Statt dessen wachsen die Schwemmfächer weiter in den Hauptfluß und verengen dessen Gerinne (vgl. Purtymun et al. 1980, S. 4). Dies ist 1963 besonders an den Mündungen des Capulin und Bland Canyon zu beobachten (Karte 8). Wie weit die Schwemmfächer in den Hauptfluß vorstoßen, ist von der Menge und Korngrößenzusammensetzung des Sediments aus den Tributären abhängig, was wiederum von der Größe und Geologie deren Einzugsgebiete, dem Gefälle des Nebenflusses, seinem Abflußgeschehen und von Extremereignissen wie Flashfloods bestimmt wird (vgl. Lagasse 1981, S. 41). Darüber hinaus ist die Breite des Canyonbodens im Mündungsbereich für die Form des Schwemmfächers entscheidend. Der Talboden des Bland und Capulin Canyon ist sehr schmal, so daß sich das Sediment nicht in Form eines kegelförmigen Schwemmfächers ablagern kann (wie z.B. beim Canyon 6 und 7, siehe Karte 3), sondern bis in den Hauptfluß transportiert und im Gerinne sedimentiert wird, wenn seine Wasserführung zu gering ist. Neben dem tatsächlichen Sedimentzuwachs der Schwemmfächer ist der niedrige Wasserspiegel ein weiterer Grund für ihren sichtbaren Flächenzuwachs.

Zwischen den Aufnahmejahren 1935 und 1963 hat sich die Vegetation v.a. im Bereich vom Sanchez und Medio Canyon auf kleine Flächen ausgebreitet, die 1935 noch keinen im Luftbild erkennbaren Bewuchs aufwiesen (siehe Karte 4). Ein Grund dafür ist die Abnahme der Häufigkeit von großen Hochwassern nach 1950. In der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts haben die Hochwasser des Rio Grande bei Otowi Bridge eine geringere Wasserführung als in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts (siehe Anhang 11.2.2). Die Hochwasser treten nicht mehr so weit und lange über die Ufer und haben eine geringere Kraft, um Sediment zu bewegen und Vegetation von den Sandbänken abzuschleifen. Die Vegetation dringt von den bewachsenen Flächen auf die unbewachsenen vor, d.h. auf die Flächen die von den kleinen Hochwassern nicht mehr überflutet werden. Die Ansiedlung von Pflanzen auf den großen Ufersandbänken ist ein weiteres Indiz für ihre Stabilität. Sie sind so lange in ihrer Lage stabil, daß sich Vegetation auf ihnen ansiedeln kann, die dann ihrerseits die Sandbank bei Hochwasser vor Erosion schützt.

Vor dem Bau der Stauanlage gibt es im Untersuchungsgebiet nur kleine Flächen mit *dense riparian vegetation* (ca. 27 ac), die Pappeln (*Populus fremontii* var. *wizlizenii*) und Wacholder (*Juniperus monosperma*) als Leitpflanzen der Gesellschaft haben (vgl. Potter 1981). Diese Pflanzengemeinschaften sind als Klimaxstadien einer Vegetationssukzession zu verstehen, was wiederum die Stabilität dieser Flächen voraussetzt. Die ufernahe Vegetationssukzession auf feuchtem, mineralischem Ausgangssubstrat beginnt mit einer sog. *sandbar community*, die eine lichte Pflanzendecke verschiedener Baum- und Strauchkeimlingen sowie ein- und mehrjähriger Gräser darstellt. Wenn Überschwemmungen dieser Flächen ausbleiben, können sich die mehrjährigen, holzigen Pflanzen, wie *Populus fremontii* var. *wizlizenii*, *Salix exigua*, *Forestiera neomexicana*, *Elaeagnus angustifolia* und *Tamarix chinensis*, weiterentwickeln und einen mittleren bis dichten Bestand bilden. Je nach den natürlichen Voraussetzungen gedeihen einzelne Pflanzenarten besser als andere, so daß sich unterschiedliche Klimaxgesellschaften ausbilden, die nach ihren Leitpflanzen in folgende drei Gruppen unterschieden werden: *Populus fremontii/Salix exigua community*, *Populus fremontii/Juniperus monosperma community* und *Populus fremontii/Elaeagnus angustifolia community* (Hink & Ohmart 1984, S. 35 ff, Graf 1994, S. 97 ff, Potter 1981, Allen et al. 1993, S. 41 f). Die *Populus fremontii/Juniperus monosperma*-Gesellschaft bestimmte das Auenhabitat im White Rock Canyon vor dem Bau der Talsperre, da sich diese Pflanzen infolge der natürlichen Ausgangsbedingungen gegen die anderen durchsetzen konnten. Sie kommt auf sandigen und für ein Auenhabitat relativ trockenen Standorten vor (Hink & Ohmart 1984, S. 44). *Salix exigua* hingegen bevorzugt feinkörniges und sehr feuchtes Substrat (Graf 1994, S. 102 f), das allerdings im White Rock Canyon vor dem Bau der Stauanlage nicht vorhanden war, da sowohl die Schwemmfächer der Seitencanyons (Graf 1994, S. 173) als auch die Sandbänke im Rio Grande hauptsächlich aus Sand und Kies bestehen (vgl. Kapitel 8). Die Klimaxgesellschaft mit *Elaeagnus angustifolia* müßte eigentlich als Pseudo-Klimaxgesellschaft bezeichnet werden, da *Elaeagnus angustifolia* keine einheimische Pflanze ist, sondern Anfang dieses Jahrhunderts in Albuquerque als Zierpflanze

eingeführt wurde. Bereits um 1935 hatte sie sich in den Auenhabitaten des Rio Grande ausgebreitet. Sie hat den Vorteil, daß sie im Gegensatz zu Pappeln, Weiden und Tamarisken auch im Schatten keimen und somit auch in ungestörte, geschlossene Bestände eindringen kann (Hink & Ohmart 1984, S. 68 ff).

Karte 8: Flußgrundriß und Bodenbedeckung 1935 und 1963
(Kartenblatt 6), Ausschnitt Bland Canyon



Klassen der Bodenbedeckung 1935

- sparse upland vegetation
- sandy area
- water

Klassen der Bodenbedeckung 1963

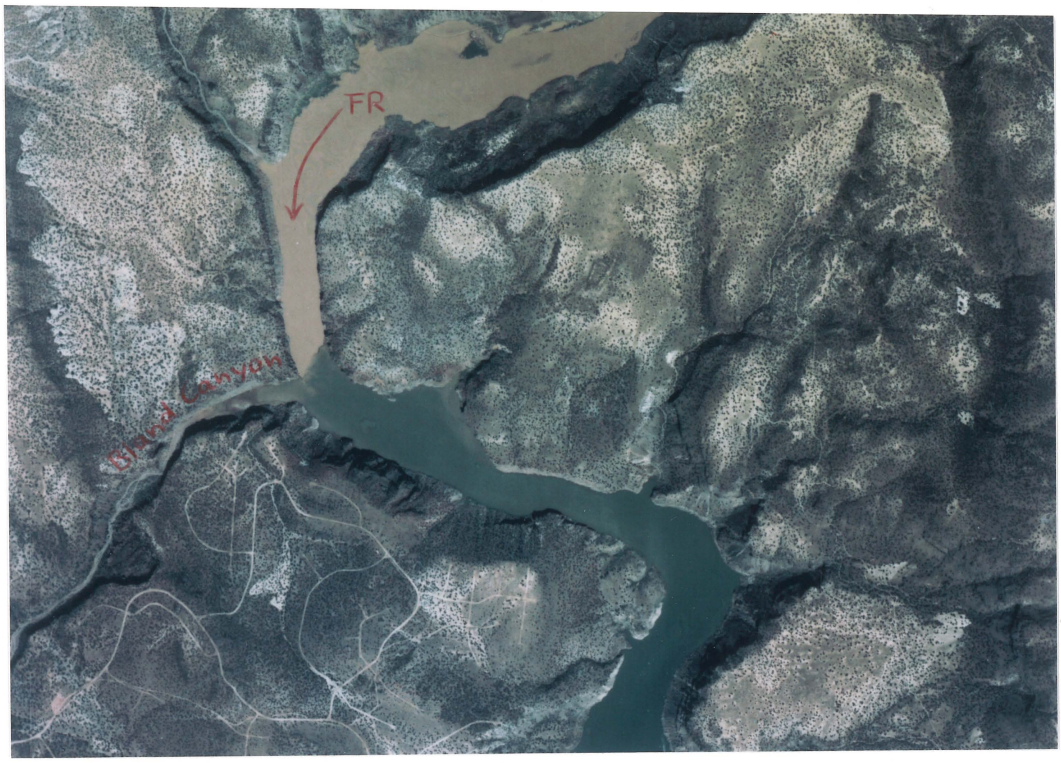
- sparse upland vegetation
- sandy area
- landslide
- water

Datengrundlage: National Archives (1935): SCS Project - Luftbilder.
U.S. Forest Service (1963): EIZ - Luftbilder.
Kartengrundlage: USACOE (1981/1986): Orthophoto. Plate 6.
Projektion: New Mexico State Plane Coordinate System, Central Zone
(Transverse Mercator); 2.000 ft Koordinatengitter.
Kartographie: Petra Oberhofer, 1998.

9.2 Morphologie im Untersuchungsgebiet nach der Inbetriebnahme der Stauanlage

Vor dem Bau der Talsperre gehen die Veränderungen im White Rock Canyon auf die Variabilität von Abfluß und Sedimentfracht zurück, Kontrollmechanismen, die vom Einzugsgebiet gesteuert werden. Durch die Errichtung der Talsperre wirkt ein zusätzlicher Kontrollmechanismus, der flußabwärts lokalisiert ist, auf das fluviale System im Untersuchungsgebiet ein. Die Veränderungen der Flußmorphologie sind als Reaktion auf diese flußaufwärts und flußabwärts wirkenden Einflußkräfte zu deuten. Die Errichtung des Staudammes ist ein punktueller und plötzlicher Eingriff in das Gleichgewicht des fluvialen Systems im Untersuchungsgebiet. Der Staudamm bewirkt die Erhöhung der lokalen Erosionsbasis, so daß das Gefälle des Flusses flußaufwärts erniedrigt wird. Die Flußgeometrie paßt sich durch Aggradation an die äußeren Gegebenheiten an, um einen neuen Gleichgewichtszustand herzustellen, dem ein Fluß immer entgegenstrebt.

Am oberen Ende des Reservoirs, wo der Rio Grande in den stehenden Wasserkörper mündet, kommt es zur Ausbildung eines Deltas mit *topset*, *foreset* und *bottomset beds*. Diese drei Einheiten sind durch unterschiedliches Gefälle und verschiedene Ablagerungsprozesse charakterisiert, die eine räumlich verschiedene Korngrößenzusammensetzung des Bodensediments bewirken (vgl. Kapitel 1.3.1). Vergleicht man das Längsprofil und die Sedimentuntersuchungen von 1991, dann läßt sich das Delta des Cochitistausees wie folgt untergliedern: Zwischen Range 8-1 und 14 beträgt das Bettgefälle 4 ft/mi gegenüber 10 ft/mi vor der Ausbildung des Deltas. Flußaufwärts von Range 8-1 hat das Bodensediment mit durchschnittlich 39% (ohne Range 8-2) den höchsten Sandanteil im ganzen Deltabereich. Aufgrund dieser beiden Tatsachen kann man den Deltabereich oberhalb von Range 8-1 als *topset beds* bezeichnen. Zwischen Range 8-1 und 8 liegt der topographische Bruch des Sedimentkörpers, und das Gefälle erhöht sich zwischen diesen beiden Punkten auf 25 ft/mi. Gleichzeitig nimmt von Range 8 flußabwärts der Sandanteil bis stellenweise 0% ab. Das Bodensediment besteht hauptsächlich aus der Silt- und Tonfraktion, so daß man den Sedimentkörper flußabwärts von Range 8-1 als *foreset beds* ansprechen kann. Wo der Übergang zu den *bottomset beds* liegt, ist nach der Sedimentzusammensetzung schwer festzumachen, da der Siltanteil unterhalb von Range 8 immer über 15% liegt. Trübeströme wurden zwar im Cochitisee bisher nicht dokumentiert, aber die abrupte Trennlinie zwischen trübem Flußwasser und klarem Seewasser zwischen Range 8 und 8-1 auf Höhe vom Bland Canyon kann nur mit dem Abtauchen des Flußwassers als Trübestrom erklärt werden (Photo 3). Die Trennlinie fällt in ihrer Lage mit dem topographischen Bruch zwischen *topset* und *foreset beds* zusammen. Das Auftreten eines kontinuierlichen Trübestromes (vgl. Kapitel 1.3.1) erklärt den Silteintrag bis vor die Staumauer.



→ FR: Fließrichtung des Rio Grande

Photo 3: Abtauchpunkt des Trübestroms im Cochitistausee (beim Bland Canyon)
Ausschnitt aus dem Luftbild vom 12. September 1983 (613100, USFS, 1081-178 (113))

Die Messungen von 1991 repräsentieren den Normalzustand des Deltas. Der Wasserstand des Sees lag drei Jahre lang vor den Untersuchungen 1991 bei konstanten 5.332 ft üNN (abgesehen von einem kurzzeitig erhöhten Wasserstand im Frühjahr infolge der Schneeschmelzerückhaltung), so daß sich die Differenzierung des Sedimentkörpers ausbilden konnte. Mit Annäherung an die Marke des konstanten Seespiegels läßt der Einfluß der fluviatilen Prozesse nach und die lakustrische Sedimentation bestimmt in zunehmendem Maße die Situation. Vergleicht man die Sedimentuntersuchungen von 1991 mit denen von 1986, dann wird deutlich, daß vor der Probennahme 1986 die lakustrischen Sedimentationsbedingungen bis Range 14 vorgeherrscht haben müssen, da der Sandanteil in den Proben vom Damm bis Range 14 verschwindend gering ist. Von 1985 bis Mitte 1988 lag der Seespiegel nahezu ständig über 5.360 ft üNN, so daß der Talboden im White Rock Canyon bis oberhalb des Frijoles Canyon bis zu mehreren Metern tief überschwemmt war. Aufgrund des hohen Wasserstandes erfuhr das Delta zwischen den Vermessungen von 1981 und 1986 seinen größten vertikalen Zuwachs von Range 9 bis 12. Mit dem Absinken des Seespiegels auf die Höhe des Arbeitsspeichers tritt im oberen Reservoirabschnitt, der während der Hochwasserspeicherung auch unter einem stehenden Wasserkörper lag, wieder eine Strömung auf, so daß in diesem Abschnitt abgelagertes Seesediment vom Fluß aufgenommen und in weiter stromabwärts gelegene

Bereiche des Speichers umgelagert werden kann. Bis zum nächsten Hochwasserstand schneidet der Fluß ein Gerinne in die Seesedimente. Der Rio Grande folgt hierbei zwischen dem Frijoles Canyon und dem Arroyo Montoso seinem alten Bett, während er weiter flußabwärts zunächst seinen Lauf auf den Deltasedimenten begradigt und dann (zwischen Range 8 und 8-2) ein verzweigtes Gerinne ausbildet. Der Wasserstand des Sees diktiert die Höhe der lokalen Erosionsbasis. Aufgrund des Rückstaueffekts wird der gröbere Anteil der Sedimentfracht bereits vor dem Eintritt des Rio Grande in den eigentlichen See abgelagert. Die Sedimentfracht des Rio Grande besteht bei Otowi Bridge zu 40-50% aus Partikeln der Ton- und Siltfraktion (USACOE 1982, S. 6). Der Anteil des Feinsediments beträgt im Sedimentkeil im Hauptarm des Rio Grande bei normalem Speicherbetrieb insgesamt aber 80-90%, so daß der Kies und ein Großteil der Sandfraktion im Gerinne oberhalb des Frijoles Canyon abgelagert werden müssen. Somit ist nicht nur der Flußabschnitt direkt oberhalb des Staudammes bis Range 14, wo der Sedimentkeil des Deltas 1991 endete, beeinflußt, sondern eine wesentlich längere Strecke. Durch den Rückstaueffekt verringert sich die Strömungsgeschwindigkeit, was auch zu Änderungen in der Abfolge der Kolke und Furten führen kann, deren Stabilität von der Strömungsgeschwindigkeit abhängt (vgl. Kapitel 1.2.3.1). Ein verändertes Strömungsverhalten kann dazu führen, daß diese stabile Gerinneform nicht aufrechterhalten werden kann. Dies deutet darauf hin, daß das Gleichgewicht des Rio Grande im White Rock Canyon seit der Schließung des Staudammes gestört ist und daß der Fluß durch Aggradation versucht, ein neues Gleichgewicht herzustellen. Um die Verluste der Stauseeoberfläche, die nach der gesetzlichen Betriebsvorschrift 1.200 ac betragen soll, infolge des Deltawachstums auszugleichen, wird die Seespiegel beständig angehoben, so daß auch die lokale Erosionsbasis erhöht wird. Dies hat zur Folge, daß das Delta nicht nur in seiner vertikalen Mächtigkeit, sondern auch in seiner Längserstreckung wachsen wird. Die Höhe der Deltafront, wo der Akkumulationskörper steil abbricht, wird von der vorherrschenden Wasserhöhe bestimmt. Je konstanter diese gehalten wird, desto konstanter ist auch der Bereich, in dem der fluviatile Transport nachläßt. Betrachtet man die Ergebnisse der Sedimentvermessung von 1991, dann ist anzunehmen, daß bei konstantem Seespiegel das Delta auch in Zukunft v.a. zwischen Range 8 und 9 den größten vertikalen Zuwachs verzeichnen wird. Je höher und je länger das Wasser im Hochwasserschutzraum aufgestaut werden muß, desto mehr wächst das Delta in seinem oberen Abschnitt (vgl. Längsprofil 1986). Die Sedimentmenge, die sich im Reservoir ablagert, wird von der Sedimentfracht des Rio Grande und der Verlandungsrate des Stausees bestimmt, die derzeit im Cochitireservoir 97% beträgt (USACOE 1982, S. 7). Wenn die Verlandung des Stausees mit der bisherigen Geschwindigkeit weitergeht, wobei in 10 Jahren etwa 10% des Sedimentspeicherraumes verfüllt wurden (USACOE 1992, S. 2), dann wäre der Sedimentspeicherraum im Jahre 2073 aufgebraucht. Die Stauanlage könnte eine ihrer Aufgaben, nämlich die der Sedimentrückhaltung nicht mehr erfüllen. Wenn das Reservoir kein Sediment mehr zurückhalten kann, dann befindet sich die Sedimentablagerung im Gleichgewicht mit dem Sedimenttransport des Flusses (Reed & Hoffman 1997, S. 1).

Eine Prognose über die endgültige Form des Sedimentkörpers wäre gewagt, da der Sedimentationsbereich vom Wasserstand und der Form des Stausees abhängt. Der Wasserstand ist an den Abfluß des Rio Grande gebunden, welcher vom Wettergeschehen im Einzugsgebiet bestimmt wird. Ob sich der Akkumulationskörper im Cochitisee entsprechend der einen oder anderen der in Kapitel 1.3 vorgestellten Modellvorstellung des angestrebten Endstadiums der Aggradation entwickelt, kann aufgrund der vorliegenden, qualitativen Auswertung nicht mit Bestimmtheit geklärt werden. Angesichts der natürlichen, geologisch-topographischen Gefällskontrollen und der Lauflänge des Rio Grande oberhalb des Cochitidammes, ist anzunehmen, daß sich der Staudamm als lokale Erosionsbasis nicht auf die gesamte Gefällskurve des Flusses auswirkt, wie dies eine Theorie behauptet. Die Arbeiten von Hainly et al. (1995) und Reed & Hoffman (1997), die sich mit drei großen Stauanlagen am Susquehanna River beschäftigen, von denen bereits der Clarke- und der Aldredstausee ihr Verlandungsgleichgewicht erreicht haben, widersprechen dieser Theorie ebenfalls. Sie mag bei der Aufstauung sehr kurzer Gerinne zutreffen, deren Gefällskurve oberhalb des Staudammes durch keine weiteren lokalen Erosionsbasen kontrolliert wird. Die Beobachtungen am Clarkestausee untermauern vielmehr die zweite Theorie, die eine Beendigung der Sedimentation postuliert, sobald eine ebene Fläche auf Höhe des Dammkamms aufgeschüttet wurde. Zuletzt wurde im Clarkestausee der Speicherraum unmittelbar hinter dem Staudamm aufsedimentiert (Reed & Hoffman 1997, S. 6). Dieser Reihenfolge dürften auch die Sedimentationsprozesse im Cochitireservoir folgen, da sie in Stauseen an geschiebeführenden Flüssen die Regel ist (Hotchkiss 1995, S. 1188 f), und das Geschiebe beträgt im Rio Grande bei Otowi Bridge über 50%.

Die Annahme der Ingenieure, daß die Sedimentfracht aufgrund des Gefälles im White Rock Canyon durch die Schlucht transportiert und erst am Ende des Canyons beim Eintritt in den flachen, offenen Seebereich abgelagert würde (USACOE 1979, S. 15), erwies sich als falsch. Entscheidender als das Gefälle ist im Cochitistausee der Einfluß des Wasserspiegels, der die Höhe der lokalen Erosionsbasis bestimmt. Das Cochitidelta bestätigt die allgemein gültige Modellvorstellung, daß sich die Deltafront auf Höhe des vorherrschenden Seespiegels ausbildet, während die Untersuchungen im Powellstausee gezeigt haben, daß sich das starke Gefälle und die geringe Schluchtbreite im Arm des Colorado River auch auf die Form des Deltas auswirken. Die Deltafront liegt hier 15 ft niedriger als der durchschnittliche Wasserstand des Stausees (vgl. Kapitel 1.4.2).

Der Wasserstand diktiert, wo sich das Sediment absetzt, und die Breite des Canyonbodens, wie es sich dort ablagert, d.h. wie die Gerinnegeometrie verändert wird. Je schmäler der Talgrund ist, desto mehr vollzieht sich eine vertikale Ablagerung. Zwischen 1978 und 1982 hatte sich am meisten Sediment zwischen Range 8 und 9 unter Ausbildung eines Sedimentkeils abgelagert. Dies führte zwischen dem Capulin Canyon und dem Arroyo Montoso zur Änderung des Gerinnegrundrisses. Zum Zeitpunkt der Luftbildaufnahme am 12. September 1983 (Anhang 11.2.5) lag der Wasserspiegel bei 5.326,7 ft üNN und somit ca. auf der Höhe des Arbeitsspeichers. Das Gerinne bahnt sich gegenüber 1975 einen verkürzten Weg durch die Deltasedimente. Es ist darüber hinaus

breiter und flacher geworden. Das ursprüngliche Gerinne und die tiefer liegenden Bereiche des Talbodens sind unter einer Sedimentschicht begraben. Flußaufwärts des Arroyo Montoso, auf dessen Höhe das obere Ende des eigentlichen Sedimentkeils liegt, hat sich die Flußmorphologie im Grunde nicht verändert. Die Fläche der Sandbänke ist lediglich etwas geschrumpft, was durch einen erhöhten Wasserstand in diesem Flußabschnitt infolge des Rückstaueffekts bedingt ist. Obwohl zwischen 1981 und 1986 die relative vertikale Sedimentakkumulation mit ca. 10 ft (3 m) im Talweg zwischen Range 9 und 13 am größten war, zeigt sich flußaufwärts von Range 10 bis auf eine geringe Zunahme der Wasserbreite keine Änderung des Grundrisses im White Rock Canyon. Ein Grund für diese Tatsache ist, daß sowohl das Tal als auch das Gerinne in diesem Abschnitt (= Kartenblatt 8) relativ schmal und gerade sind. Das Gerinne ist durch die Felswände in seinem Verlauf festgelegt. Das Wachstum des Deltas zwischen Range 8 und 8-2 von 1986 auf 1991 zeigt sich im Luftbild von 1991 in Form großer Sandbänke, zwischen denen der Fluß bei normalem Wasserstand (wie bei dieser Aufnahme von 5.331,5 ft üNN) ein verzweigtes Gerinne ausbildet.

Die von Schumm (1977, S. 150 ff) für ephemerische Gerinne nachgewiesene Abhängigkeit der Aggradationsweise von der Korngröße des Sediments (vgl. Kapitel 1.2.4) konnte für den Akkumulationskörper im Cochitireservoir nicht bestätigt werden. Aufgrund des hohen Silt- und Tonanteils im Sediment wäre nach Schumms Untersuchungen eine u-förmige Ablagerung des Sediments im Gerinne zu erwarten gewesen. Die Sedimente lagerten sich jedoch horizontal auf dem Bett ab. Aus dieser Beobachtung kann man schließen, daß nicht nur die Korngröße des Sediments für die Art der Sedimentation verantwortlich ist, sondern auch die Sedimentmenge, das Ablagerungsmilieu und die Geschwindigkeit der Sedimentation.

Vor dem Staudammbau beeinflußten die Schwemmfächer aus den Seitencanyons die Morphologie des Hauptflusses. Besonders der Capulin und Bland Canyon schütteten ihr Sediment weit in den Hauptcanyon hinein, so daß sich das Gerinne des Rio Grande an dieser Stelle verengte. Möglicherweise veränderte sich dadurch sogar das lokale Strömungsverhalten des Rio Grande im Bereich der Mündungen, indem sich über den Schwemmfächern Stromschnellen mit schießendem Wasser ausbildeten und oberhalb des Sedimentkörpers Rückstauwasser entstand (vgl. Lagasse 1981, S. 41 f). Seit der Errichtung des Staudammes beeinflußt die Variabilität des Wasserstandes auch die Nebenflüsse. Bei erhöhtem Wasserstand dringt das Seewasser auch in die Seitencanyons ein. Infolge der dadurch erhöhten lokalen Erosionsbasis transportieren die Wasserläufe ihr Sediment nicht mehr bis in den White Rock Canyon, sondern lagern einen Großteil noch im Seitencanyon selbst ab. Diese Entwicklung läßt sich anhand des Capulin Canyon nachzeichnen, an dessen Mündung Range 8-2 lokalisiert ist, entlang derer 1986 und 1991 Sedimentproben gezogen wurden. Die Sedimentprobe von 1986, die nach ca. 18-monatigem Hochwasserstand gewonnen wurde, wies nur einen Anteil von 11% Sand auf. Das Seewasser reichte ca. 2.500 ft (760 m) weit in den Capulin Canyon hinein, bis über seinen Zusammenfluß mit dem Lummis Canyon hinaus. Die Probe von 1991 hingegen, die entnommen wurde, nachdem drei Jahre lang normaler Speicherbetrieb vor-

herrschte, zeigte einen Sandgehalt von 98,9%. Das sandige Sediment muß aus dem Capulin Canyon stammen, da der Sandanteil in den 1991 genommenen Sedimentproben im Rio Grande oberhalb und unterhalb der Mündung des Seitencanyons weniger als 50% beträgt.

Die *sandy areas* haben seit der Schließung des Staudammes besonders 1991 mit 101,0 ac gegenüber 53,6 ac 1986 an Fläche gewonnen. Die neuen Sandbänke oder, besser gesagt, Silt-/Tonbänke, da sie aus diesen Korngrößen und nicht aus Sand aufgebaut sind, sind ein ideales Ausgangssubstrat für die Ansiedlung von Auenvegetation. Häufig überschwemmte Flächen oder solche, die erst wenige Wochen über die Wasseroberfläche ragen, tragen *sparse riparian vegetation*. Sie befinden sich im Anfangsstadium einer Vegetationssukzession, das als *sandbar community* bezeichnet wird. Da das Substrat sehr fein und feucht ist, gedeihen Weiden besonders gut, so daß sie schon bald zur Leitpflanze werden. *Salix exigua* ist die häufigste Weidenart auf den Deltasedimenten gefolgt von *Salix caudata* (Brian Jacobs, schriftliche Mitteilung 1997). Das Interagency Biological Team dokumentierte 1992 auf den großen Siltflächen beim Medio Canyon auch Pappelkeimlinge (*Populus wizlizenii*) (Allen et al. 1993, S. 41). Die Pappeln können sich allerdings nicht gegen die Weiden durchsetzen, da sich die Weidenkeimlinge innerhalb eines Jahres auf den offenen Siltflächen etablieren, während Pappeln zwei bis drei Jahre brauchen (Graf 1994, S. 106). Darüber hinaus überstehen Weiden längere und tiefere Überflutungen als Pappeln, was auf den jährlich überschwemmten Deltasedimenten ein entscheidender Vorteil ist (Graf 1994, S. 102). Im Gegensatz zu anderen Auenhabitaten im Südwesten konnten sich Tamarisken (*Tamarix chinensis*) und *Elaeagnus angustifolia* auf den Deltasedimenten des Cochitistausees nicht als Leitpflanzen behaupten. Das feinkörnige und feuchte Substrat ist für die Entwicklung der Weiden so vorteilhaft, daß sie schneller keimen und wachsen können als ihre Konkurrenten. Wenn das Cochitireservoir nach der gesetzlichen Vorschrift betrieben wird, dann wird der Hochwasserspeicher bis spätestens zum 1. Juli geleert. Dieser zeitliche Betriebsmodus imitiert den natürlichen Überschwemmungszyklus der Talaue am Rio Grande. Die Phänologie der Pflanzen der Weidenfamilie, die im ufernahen Habitat gedeihen, hat sich an das Auftreten der Schneeschmelzehochwasser angepaßt, indem sie im späten Frühjahr eine große Menge kleiner, leichter Samen produzieren, die durch Wind und Wasser verbreitet werden. Die Fruchtreife der Samen fällt mit dem Abschwellen der Schneeschmelzehochwasser zusammen, das fruchtbare, nackte Sand- und Siltflächen freigibt. *Salix exigua* produziert von Mitte Mai bis Anfang Juli Samen, die somit keimfähig sind, wenn ideales Substrat vorhanden ist. Tamarisken produzieren zwar von Mai bis September Samen, aber dieser Vorteil käme erst dann zum Tragen, wenn im Spätsommer neue, unbewachsene Sandflächen freigelegt würden. Die Früchte von *Elaeagnus angustifolia*, die in ihrer Verbreitung auf Tiere angewiesen sind, verbleiben teils über den Winter an der Pflanze, so daß sie bereits im Frühjahr mit dem Einsetzen der Vegetationsperiode keimfähig sind (Hink & Ohmart 1984, S. 65 f). Dieser Vorteil gegenüber den heimischen Pflanzen, wirkt sich auf den Deltasedimenten des Cochitistausees nicht positiv aus, da sie im Frühjahr noch unter Wasser liegen. Die Hölzer der Talaue sind zwar insge-

samt relativ überschwemmungstolerant, aber je länger und je tiefer die Pflanzen unter Wasser stehen, desto schlechter werden ihre Überlebenschancen. Bei der Hochwasserrückhaltung 1979 sind alle Pappeln infolge der ca. zweimonatigen Überschwemmung im White Rock Canyon abgestorben (Potter 1981, S. 18). Weiden sind zwar überschwemmungsresistenter als Pappeln und überstehen bis zu 80 Tagen unter ständiger Überflutung (Allen et al. 1993, S. 39), aber noch längere und hohe Überflutungen setzen auch ihnen zu. Folglich wird die weitere Entwicklung des ufernahen Habitats auf den Deltasedimenten hauptsächlich vom Wasserstand im See abhängen. Schädlicher noch als die Überflutungen selbst ist die damit einhergehende Ablagerung von siltigem Seesediment an der Pflanze. Mit dem Wachstum des Deltas nach oberstrom werden neue Siltbänke entstehen, auf denen eine Vegetationssukzession einsetzen wird. Je konstanter der Seespiegel ist, desto mehr stabilisieren sich auch die Siltbänke und mit ihnen der verzweigte Verlauf des Gerinnes auf dem Akkumulationskörper. Die Geländebegehung im Juli 1997 zeigte, daß die Vegetationssukzession auf den siltigen Flächen seit der Luftbildaufnahme 1991 vorangeschritten ist. Beispielsweise lag an der Mündung des Arroyo Montoso 1991 *sparse riparian vegetation* vor, die sich bis zum Juli 1997 zu einem dichten Weidengebüsch entwickelt hatte (Photo 4). Das Auenhabitat wird sich weiter im White Rock Canyon ausbreiten, wenn es gelingt den Wasserstand im Stausee nahe am natürlichen Abflußzyklus zu halten. Wie bereits in Kapitel 5.5 erörtert wurde, hängt die Höhe des Seespiegels primär von der einfließenden Abflußmenge des Rio Grande ab. Da diese vom Niederschlag im Einzugsgebiet bestimmt wird, unterliegt das Schicksal des Auenhabitats im White Rock Canyon letztendlich der Variabilität des Wetters - vorausgesetzt der Staudamm wird strikt nach den momentan gültigen gesetzlichen Vorgaben betrieben.



Photo 4: Dichtes Weidengebüsch im White Rock Canyon bei der Mündung des Arroyo Montoso (eigene Aufnahme vom 3. Juli 1997)

9.3 Bewertung der Veränderungen im White Rock Canyon

Die Fläche der Auenvegetation betrug im Untersuchungsgebiet 1991 insgesamt 120,2 ac, während sie 1963 bei der letzten Luftbildaufnahme vor dem Staudammbau 38,5 ac einnahm (siehe Anhang 11.5.2). Die Ausbreitung des Auenhabitats um mehr als den dreifachen Wert ist bereits als positiv zu bewerten, zumal Sumpflandflächen im semiariden Südwesten der USA durch Flußregulierung und durch die Inkulturnahme der Talaue bis auf 10% ihrer ursprünglichen Ausdehnung geschrumpft sind (Peterson 1989, S. B-40). Infolge des Staudammbaus vollzieht sich im White Rock Canyon der umgekehrte Vorgang wie in den ursprünglichen Auenhabitaten am Oberlauf des Rio Grande. Vor den massiven, technischen Eingriffen des Menschen in das fluviale System hatte der Rio Grande in seinen Weittälern in New Mexico ein breites und flaches Gerinne, das einen mäandrierenden bis verzweigten Grundriß hatte und seinen Verlauf infolge von Hochwassern häufig auf der Talaue verlagerte. Die dadurch entstandenen alluvialen Flächen wurden rasch von Pappeln und Weiden kolonisiert (Watson 1912, S. 197 f). Als man in den 20er Jahren begann, Kanäle und Dämme im Middle Valley zwischen Cochiti und San Acacia zu bauen, wurde der Verlauf des Rio Grande stabilisiert und begradigt. Gleichzeitig ging die Häufigkeit und Größe der Hochwasser (vgl. Kapitel 5) und mit ihnen die Ausdehnung der Sumpflandflächen zurück, so daß die einst in den ufernahen Habitaten weit verbreiteten Weiden bis auf vereinzelte Büsche verschwanden (Graf 1994, S. 99). Der Rio Grande hatte im White Rock Canyon vor dem Dammbau ein einarmiges, schmales und tiefes Gerinne, das mit dem heute kanalisierten Flußabschnitt im Middle Valley annähernd vergleichbar ist. Seit der Inbetriebnahme des Cochitidammes hat sich auf den Deltasedimenten ein breites, flaches und verzweigtes Gerinne ausgebildet, wie es im Middle Valley vor den wasserbaulichen Maßnahmen vorzufinden war. Die Weidengesellschaften, die an ihren ursprünglichen Standorten dezimiert werden, finden auf dem Cochitidelta ideale Wachstumsbedingungen. Die feinkörnigen Deltasedimente werden zur Zeit der Schneeschmelze überschwemmt, was dem eigentlichen Hochwasserzyklus am Oberlauf des Rio Grande entspricht, während unterhalb des Dammes ein erhöhter Abfluß über einen längeren Zeitraum aber mit geringerer Größe auftritt (siehe Anhang 11.2.1). Das dichte Weidengebüsch ist mit seinen 40,2 ac (1991) im Untersuchungsgebiet zu einem wertvollen Habitat geworden, obwohl sich nach dem Absterben der maturen Pappeln durch die Überschwemmung im Jahre 1979 bisher auf den Deltasedimenten aufgrund der schwankenden Wasserstände im See keine Klimaxgesellschaft entwickeln konnte. Die Weidengesellschaft stellt zwar einen Übergangstypus in der Sukzessionsreihe der Pflanzengesellschaften auf den Sedimenten dar, ist aber dennoch Lebensraum geschützter Tiere. Im Frühjahr 1994 und 1995 wurde *Empidomax traillii extimus*, ein Fliegenschnäpper, im Weidengebüsch beobachtet (Promislow 1996, S. 6). Sein Lebensraum sind die Pappel-Weiden-Gesellschaften der ufernahen Zone, die im gesamten Südwesten durch den wirtschaftenden Menschen zerstört und fragmentiert worden sind. Wenn sich die Auenvegetation weiter in den

White Rock Canyon ausbreitet, verspricht dies das größte zusammenhängende Habitat dieses Vogels in Nord-New Mexico zu werden. Anfang der 90er Jahre umfaßte die Fläche des ökologisch wertvollen Sumpflandhabitats auf den Deltasedimenten bereits 199 ac (Allen et al. 1993, S. 24). Weiterhin leben Enten und Gänse auf dem Delta, da sie dort ein reiches Nahrungsangebot an Gräsern finden. Das Cochitidelta ist auch Endstation für bis zu 2.800 überwinternde Vögel. Zählt man die durchziehenden Vögel dazu, die entlang des Rio Grande nach Süden wandern, dann steigt die Zahl der Wintergäste im November auf über 15.000 (Allen et al. 1993, S. 27 f). Die Wasservögel und die Fische im Cochitistausee haben den überwinternden Weißkopfseeadler (*Haliaeetus leucocephalus*) angezogen, der zu den vom Aussterben bedrohten Arten zählt. Darüber hinaus jagt der Wanderfalke im Deltabereich. Das Cochitidelta nützt auch der Kranich im Frühjahr und Herbst als Rastplatz bei seinen Wanderungen. Ein besonderer Wert wird dem Delta auch deshalb beigemessen, weil sich einheimische Auenpflanzen auf den Sedimentablagerungen ansiedeln konnten. Potter (1981) stellte in seiner Vegetationskartierung fest, daß Tamarisken auf den 1979 überschwemmten Flächen gekeimt waren. Er befürchtete, daß die Tamarisken ebenso wie in vielen ufernahen Zonen im Südwesten der USA auf den Cochitisedimenten zur bestimmenden Pflanzenart werden würden. Diese Prognose trat nicht ein, der Grund für diese Entwicklung liegt, wie bereits erörtert, in der Phänologie der Pflanzen.

Ein Problem des Cochitideltas ist seine Abhängigkeit vom Wasserstand im Reservoir. Die Hochwasserstände von 1985-1988 hinterließen bis heute v.a. im oberen Abschnitt des Untersuchungsgebietes relativ kahle Flächen. Die ursprünglichen Pflanzen wie Pappeln und Wacholder wurden durch die Überflutung abgetötet (Photo 5), und zusätzlich sind die ehemals überfluteten Bereiche von einer Silt- und Tondecke überzogen. Anders als die Sedimentablagerungen im Gerinne tragen die an den Hängen wegen des Wassermangels wenig Vegetation (vgl. Allen et al. 1993, S. 47). Solange das Reservoir Hochwasser aufstaut, ist das fluviale System im White Rock Canyon Veränderungen unterworfen. Nur wenn es vermeidbar ist, daß Hochwasser zu lange und zu hoch hinter dem Damm aufgestaut werden, kann die Vegetation auf den wachsenden Siltflächen mit dem jährlich um 1 ft künstlich angehobenen Wasserstand schritt halten (USACOE 1996, S. 7/6). Die Entwicklung des Auenhabitats ist vom Betriebsmodus des Staudammes und von der einfließenden Abflußmenge abhängig.



Photo 5: Der in den 80er Jahren überflutete Bereich an der Mündung des Frijoles Canyon zeigt auch 1997 noch die abgestorbenen Wacholder.
(eigene Aufnahme vom 4. Juli 1997)

10 ZUSAMMENFASSUNG

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß sich das Gleichgewicht des fluvialen Systems im White Rock Canyon durch den Bau der Stauanlage *Cochiti Dam and Lake* verändert hat. Vor dem Bau des Cochitidammes befand sich der Flußabschnitt im Quasi-Gleichgewicht mit dem mittleren Abfluß und der mittleren Sedimentfracht. Die geringfügigen Änderungen der Flächenverhältnisse wie die schrittweise Zunahme der Sandflächen sind nicht als Systemänderungen zu deuten, sondern als verschiedene Ausprägungen eines stabilen Gerinnes. Der gestreckte bis mäandrierende Grundriß des einarmigen Gerinnes mit einer regelmäßigen Abfolge der Kolke und Furten blieb dabei immer erhalten. Die Schließung des Staudammes stellt einen Eingriff in dieses Gleichgewicht dar. In Form von Aggradation versucht der Fluß, seine Gefällskurve der neuen Situation anzupassen und wieder einen Gleichgewichtszustand zu erreichen. Bis dieser erlangt ist, ist das System dynamisch. Mit den variierenden Wasserständen im Stausee variiert auch die lokale Erosionsbasis, so daß sich die Flußmorphologie im Prozeß ständiger Veränderung befindet. Mit dem Wachstum des Deltas verändert der Rio Grande seinen Grundriß im Untersuchungsgebiet. Auf dem Sedimentkörper zwischen dem Arroyo Montoso und dem Capulin Canyon begradigt er seinen Lauf. Weiter flußabwärts zwischen dem Capulin Canyon und dem C3 verzweigte sich das Gerinne zwischen den zahlreichen Siltbänken. Wenn die derzeitige Verlandungsrate anhält, wird das Cochitireservoir im Jahre 2073 einen neuen Gleichgewichtszustand zwischen Ablagerung und Sedimenttransport erreicht haben, da dann der vorgesehene Sedimentspeicherraum voraussichtlich verfüllt sein wird. Wahrscheinlich wird sich nicht die gesamte Gefällskurve oberhalb des Staudammes an die lokale Erosionsbasis anpassen, sondern maximal nur der Abschnitt, bis zu dessen Ende die Höhe der Rückstaukurve bei maximalem Wasserstand reicht (vgl. Happ 1948, S. 1200). In dem Bereich, wo der Rio Grande auf den stehenden Wasserkörper des Cochitistausees trifft, verringert sich seine Strömungsgeschwindigkeit und damit seine Transportkapazität, so daß er seine mitgeführte Sedimentfracht unter Ausbildung eines Deltas ablagert. Es bilden sich *topset*, *foreset* und *bottomset beds* aus. Die Deltafront wird im Cochitistausee von der Höhe des vorherrschenden Wasserstandes festgelegt und nicht, wie einst angenommen, vom Gefälle im White Rock Canyon. Die Art und Weise der Schichtung des Sedimentkeils wird nicht alleine von der Korngröße und Zusammensetzung des abgelagerten Sediments bestimmt, wie dies von Schumm für Arroyos im Südwesten der USA nachgewiesen wurde (Schumm 1977, S. 150 ff), sondern auch von Faktoren, wie Sedimentmenge, Ablagerungsmilieu, Gefälle etc. Anhand der abrupten Trennlinie zwischen trübem Flußwasser und klarem Seewasser auf den Luftbildern und anhand der Sedimentproben konnten kontinuierliche Trübeströme erstmals indirekt im Cochitireservoir nachgewiesen werden. Der Übergangsbereich zwischen fluviatilem Sedimenttransport und lakustrischen Sedimentationsprozessen wird hauptsächlich von der Höhe des Wasserstandes im Stausee bestimmt. Infolge des Rückstauwassers nimmt die Strömungsgeschwindigkeit bereits flußaufwärts des eigentlichen

Sedimentkeils ab. Ein großer Anteil der Sandfraktion und die Kiesfraktion werden im Rio Grande noch flußaufwärts des Frijoles Canyon, d.h. oberhalb des sich im Längsprofil abzeichnenden Sedimentkeils, sedimentiert. Es ist anzunehmen, daß die regelmäßige Abfolge der Kolke und Furten, die Ausdruck des Gleichgewichtszustandes im Gerinne ist, durch das veränderte Strömungsverhalten flußaufwärts des Frijoles Canyon auch nicht bestehen bleibt, solange sich der Flußabschnitt im dynamischen Übergangszustand befindet. Schließlich sollte man nicht außer acht lassen, daß hinter dem Cochitidamm nicht nur mehr als 95% der Sedimentfracht des Rio Grande zurückgehalten werden, sondern mit dem Sediment auch die daran gebundenen Chemikalien und radioaktiven Nuklide, die sowohl aus dem Los Alamos National Laboratory auf dem Pajarito Plateau als auch aus dem Fallout infolge von oberirdischen Atomversuchen stammen. Diese Giftstoffe könnten sich im Reservoir bis zu einem ökologisch schädlichen Wert anreichern.

Vor der Errichtung des Staudammes konnten die Arroyos bei hoher Sedimentfracht und gleichzeitig geringer Wasserführung des Rio Grande mit ihren Schwemmfächern den Hauptfluß verengen und sein lokales Fließverhalten verändern. Seit der Inbetriebnahme der Stauanlage sind jedoch auch die Arroyos, deren Gefälle auf den Rio Grande eingestellt ist, von der neuen lokalen Erosionsbasis, die von der Höhe des Wasserstandes im See bestimmt wird, betroffen. Bei erhöhtem Seespiegel wird der Mündungsbereich der Gerinne weiter in die Seitencanyons hinein verlegt und die Arroyos lagern ihre Sedimentfracht früher ab.

Vor der Schließung des Staudammes nahm das Auenhabitat der *Populus fremontii/Juniperus monosperma*-Gesellschaft eine kleine Fläche von 27 ac ein. Nach dem Bau der Stauanlage veränderte sich nicht nur die Flächenausdehnung des ufernahen Habitats (1991: *dense riparian vegetation* 40,2 ac), sondern auch seine Leitpflanzen. Weiden (*Salix exigua*) bestimmen nun die Pflanzengesellschaft der Uferzone. Die Weidengesellschaft ist als Übergangsstufe in der Sukzessionsreihe zu sehen, aber nichtsdestotrotz als ökologisch wertvoll einzuschätzen, da sie Lebensraum vieler geschützter Tierarten ist. Darüber hinaus wurde sie im Südwesten der USA im Zuge der Flußregulierungsmaßnahmen und der Bewirtschaftung der Talaue beständig zurückgedrängt. Durch das Anwachsen des Sedimentdeltas werden weitere Siltflächen entstehen, die ein ideales Substrat für die Kolonisation der Weiden darstellen, so daß sich die Fläche der Weidengesellschaft weiter in den White Rock Canyon ausdehnen wird. Das Delta des Cochitistausees hat die Voraussetzungen, um zu einem wichtigen Sumpflandhabitat in Nord-New Mexico zu werden. Anders als in vielen Ufer- und Deltabereichen im Südwesten der USA konnten sich Tamarisken auf dem Cochitidelta bis jetzt nicht gegen die einheimischen Pflanzenarten durchsetzen. Die Veränderungen im White Rock Canyon und die Entstehung eines Feuchtgebietes auf dem Geländes des Bandelier National Monument sind auch aus der Sicht der Parkverwaltung als positiv zu bewerten. Das Schicksal des Sumpflandhabitats hängt vom Wasserstand im Stausee ab, der vom Betriebsmodus der Stauanlage und vom Abfluß des Rio Grande gesteuert wird.

11 ANHANG

11.1 Maßeinheiten und Größenklassen

11.1.1: Konvertierungstabelle für metrische und englische Maßeinheiten

metrische Einheiten	*multiplizieren mit ergibt ⇒ ⇐ teilen durch ergibt*	*englische (amerikanische) Einheiten*
cm	$3{,}94 \times 10^{-1}$	in (inch)
m	39,4	in
m	3,28	ft (feet)
km	$6{,}22 \times 10^{-1}$	mi (mile)
m^2	10,764	ft^2
km^2	$3{,}86 \times 10^{-1}$	mi^2
km^2	247,1	ac (acre)
ha	2,471	ac
m^3	$8{,}11 \times 10^{-4}$	ac-ft (acre-feet)
l/s	15,85	gal/min
m^3/s	35,3	ft^3/s (= cfs)
kg	$1{,}10 \times 10^{-3}$	ton (t)

Quelle: Purtymun & Adams (1980), S. 2
Zöbisch (1987), S. 163-168

11.1.2: Konvertieren unter den englischen Maßeinheiten

1 ft	= 12 in
1 mi	= 5.280 ft
1 ft^2	= 144 in^2
1 mi^2	= 640 ac
1 ft^3	= 1.728 in^3

Quelle: Zöbisch (1987), S. 163-168

11.1.3: Umrechnung von Temperatureinheiten

von Fahrenheit (°F) in Celsius (°C)	*von Celsius (°C) in Fahrenheit (°F)*
32 subtrahieren und mit 5/9 multiplizieren	mit 9/5 multiplizieren und 32 addieren

Quelle: Ong et al. (1991), S. VII

11.1.4: Die amerikanische Einteilung der Korngrößenklassen

Klasse (dt.)	*Klasse (am.)*	*Korngröße (mm)*
Ton	clay	0,00024 - 0,004
Silt/ Schluff	silt	0,004 - 0,062
Sand	sand	0,062 - 2,0
Kies + Steine	gravel	2,0 - 64,0

Quelle: Mangelsdorf & Scheurmann 1980, S. 50
USACOE 1979, Tab. 4

11.2 Abfluß- und Sedimentdaten

11.2.1: Durchschnittliche monatliche und jährliche Abflußsummen

Monat	*Rio Grande at Otowi Bridge (ac-ft), 1910-1993*	*Rio Grande Below Cochiti Dam (ac-ft), 1971-1993*
Januar	42.577	51.223
Februar	47.681	55.173
März	76.189	74.854
April	139.441	122.995
Mai	267.899	190.469
Juni	202.535	172.500
Juli	86.134	102.706
August	58.566	51.934
September	45.911	37.469
Oktober	49.317	32.424
November	54.291	52.907
Dezember	49.419	56.801
Gesamt	1.118.746	1.001.455

Quelle: USACOE 1996, Tab. 4-4/ 4-5b

11.2.2: Jährliche Wasser- und Sedimentfracht sowie die Hochwasserreihe am Rio Grande bei Otowi Bridge (Meßstellennummer 08313000)

hydrologisches Jahr	*Wasserfracht (ac-ft)*[1]	*Hochwasser (cfs)*[2]	*Sedimentfracht (tons)*[3]
1895	--	9.500	--
1896	777.000	5.800	--
1897	1.750.000	16.400	--
1898	1.260.000	7.800	--
1899	567.000	6.710	--
1900	739.000	8.200	--
1901	848.000	8.800	--
1902	456.000	6.980	--
1903	1.650.000	19.700	--
1904	360.000	22.000	--
1905	2.190.000	20.200	--
1906	--	--	--
1907	--	--	--
1908	--	--	--
1909	--	--	--
1910	1.320.000	12.700	--
1911	1.660.000	12.300	--
1912	2.150.000	21.700	--
1913	728.000	9.250	--
1914	1.430.000	9.140	--
1915	1.640.000	--	--
1916	1.700.000	14.100	--
1917	1.770.000	10.400	--
1918	736.000	--	--
1919	1.600.000	13.300	--
1920	2.161.000	24.400	--
1921	1.585.000	17.000	--
1922	1.281.000	10.400	--

1923	1.232.000	8.250	--
1924	1.813.000	14.200	--
1925	731.200	5.340	--
1926	1.330.000	--	--
1927	1.512.000	11.000	--
1928	1.069.000	8.990	--
1929	1.236.000	11.500	--
1930	1.041.000	6.520	--
1931	605.000	11.000	--
1932	1.750.000	14.500	--
1933	800.000	6.400	--
1934	414.000	3.180	--
1935	1.015.000	8.220	--
1936	1.062.000	9.350	--
1937	1.703.000	10.800	--
1938	1.264.000	7.740	--
1939	888.700	5.770	--
1940	554.400	2.330	--
1941	2.311.000	22.500	--
1942	2.405.000	16.400	--
1943	717.300	7.100	--
1944	1.287.000	10.400	--
1945	1.140.000	10.400	--
1946	456.000	2.610	--
1947	730.300	5.740	--
1948	1.362.000	12.400	4.306.000
1949	1.304.000	10.700	3.681.000
1950	663.400	4.590	1.733.000
1951	395.400	3.440	900.743
1952	1.378.000	9.700	4.473.402
1953	548.600	3.300	732.109
1954	450.600	3.100	1.329.497
1955	432.000	5.140	2.430.691
1956	377.100	1.850	714.319
1957	1.297.000	6.650	4.557.348
1958	1.152.600	11.000	7.562.178
1959	509.800	2.740	1.424.491
1960	821.000	4.490	2.074.261
1961	675.600	8.700	1.971.899
1962	1.040.000	7.400	3.252.975
1963	559.800	2.670	862.093
1964	383.700	2.720	946.606
1965	1.178.000	7.660	3.377.878
1966	944.800	3.600	2.255.645
1967	580.500	9.520	2.650.962
1968	855.700	4.490	2.573.694
1969	1.038.000	6.760	1.823.935
1970	906.500	5.860	1.939.043
1971	589.500	7.820	1.105.621
1972	513.500	3.440	1.464.464
1973	1.394.000	8.350	3.997.338
1974	687.400	1.760	823.348
1975	1.066.000	5.070	1.525.534
1976	936.400	4.480	1.839.982
1977	435.500	2.620	896.924
1978	700.700	4.020	1.170.813

1979	1.706.000	12.300	2.595.964
1980	1.490.000	8.270	1.538.125
1981	560.100	2.340	406.468
1982	1.126.000	5.460	1.578.260
1983	1.482.000	8.760	1.466.723
1984	1.342.000	9.790	1.468.574
1985	1.935.000	12.400	2.727.140
1986	1.755.000	7.980	1.517.335
1987	1.973.000	9.860	1.428.720
1988	835.000	3.720	567.516
1989	863.000	4.210	1.048.268
1990	606.000	4.260	1.240.233
1991	1.302.900	8.560	3.863.612
1992	1.256.100	6.690	2.479.284
1993	1.411.750	8.200	1.362.724
1994	--	--	1.825.555
1995	--	--	4.549.982
1996	--	--	399.248

Quelle: [1]1895-1909: Graf 1994, S. 247; 1910-1993: USACOE 1996, Tab. 4-4
[2]USGS Juni 1997
[3]1948-1985: Graf 1994, S. 247; 1986-1996: WATSTORE 1997

11.2.3: Jährliche Wasser- und Sedimentfracht sowie die Hochwasserreihe am Rio Grande bei Cochiti (Meßstellennummer At Cochiti 1920-1970: 08314500; Below Cochiti Dam: 08317400)

hydrologisches Jahr	*Wasserfracht (ac-ft)*[1]	*Hochwasser (cfs)*[2]	*Sedimentfracht (tons)*[3]
1925	724.100	--	--
1926	1.298.000	--	--
1927	1.434.000	10.500	--
1928	1.030.000	8.460	--
1929	1.203.000	11.600	--
1930	1.028.000	6.410	--
1931	556.000	10.000	--
1932	1.710.000	14.700	--
1933	763.000	5.250	--
1934	329.400	2.110	--
1935	937.600	14.300	--
1936	978.700	9.340	--
1937	1.669.000	12.200	--
1938	1.264.000	7.580	--
1939	847.800	5.180	--
1940	522.000	2.600	--
1941	2.345.000	23.400	--
1942	2.388.000	16.700	--
1943	703.600	5.100	--
1944	1.253.000	10.500	--
1945	1.140.000	10.900	--
1946	421.000	2.860	--
1947	691.500	5.760	--
1948	1.336.000	12.400	--
1949	1.278.000	10.400	--
1950	629.500	3.720	--
1951	347.400	2.570	--
1952	1.315.000	9.750	--
1953	499.600	3.250	--

1954	396.400	2.520	--
1955	388.100	4.150	--
1956	344.200	1.530	--
1957	1.242.000	6.450	--
1958	1.507.000	10.900	--
1959	471.600	3.190	--
1960	788.300	4.590	--
1961	642.300	9.550	--
1962	1.039.600	7.380	--
1963	519.500	2.710	--
1964	339.700	2.490	--
1965	1.125.000	10.900	--
1966	899.600	3.380	--
1967	576.300	21.500	--
1968	849.000	4.740	--
1969	1.017.000	6.180	--
1970	869.200	4.750	--
1971	541.380	10.300	--
1972	468.570	2.260	--
1973	1.378.500	8.700	--
1974	586.780	1.730	--
1975	1.006.800	5.140	60.780
1976	902.850	3.140	48.167
1977	412.550	1.390	7.388
1978	637.500	3.720	21.512
1979	1.680.900	6.960	99.771
1980	1.478.600	6.880	63.181
1981	551.600	1.960	8.275
1982	1.121.550	5.230	42.049
1983	1.492.400	6.730	90.332
1984	1.306.900	10.200	85.113
1985	1.737.700	8.460	--
1986	1.790.200	4.990	48.620
1987	1.780.200	5.990	69.485
1988	972.500	3.720	31.768
1989	866.700	3.830	--
1990	609.800	2.610	--
1991	1.216.500	5.120	--

Quelle: [1]1925-1974: USACOE 1996, Tab. 4-5a/b; 1975-1991: USACOE 1997-b
[2]USGS Juni 1997
[3]WATSTORE 1997

11.2.4: Tägliche Sediment- und Wasserdaten für den Rio Grande bei Otowi Bridge

Datum	*Suspensionsfracht durchschn. Konzentration (mg/l)*[1]	*Suspensionsfracht (t/Tag)*[1]	*Wasserführung Tagesdurchschnitt (cfs)*[2]	*Wasserstand (ft)*
26. Mai 1951	--	--	986	--
15. Okt. 1963	120	62	190	--
16. Okt. 1963	100	49	181	--
12. Juni 1975	802	8.990	4.150	--
15. Juni 1975	921	11.200	4.490	--
18. Juni 1981	133	395	1.100	--
12. Sept. 1983	380	979	954	--
30. Sept. 1986	220	580	977	--
21. Aug. 1991	1.350	3.030	835	--

Quelle: [1]WATSTORE 1997 (für Otowi Bridge ab 1956)
[2]USGS Juni 1997

11.2.5: Tägliche Sediment- und Wasserdaten für den Rio Grande bei Cochiti

Datum	*Suspensionsfracht durchschn. Konzentration (mg/l)*[1]	*Suspensionsfracht (t/Tag)*[1]	*Wasserführung Tagesdurchschnitt (cfs)*[2]	*Wasserstand (ft üNN)*[3]
26. Mai 1951	--	--	--	--
15. Okt. 1963	--	--	--	--
16. Okt. 1963	--	--	--	--
12. Juni 1975	--	--	2.530	5.302,3
15. Juni 1975	--	--	3.640	5.308,4
18. Juni 1981	14	29	764	5.321,7
12. Sept. 1983	31	70	842	5.326,7
30. Sept. 1986	31	70	840	5.330,7
21. Aug. 1991	--	--	747	5.331,5

Quelle: [1]WATSTORE 1997 (Below Cochiti nur für Zeitraum 1976-1988)
[2]USGS Juni 1997 (tägliche Abflußdaten für Below Cochiti ab 1970)
[3]USACOE 1997-a (Seespiegelhöhe ab 1975)

11.3 Daten der Sedimentproben

11.3.1: Verteilung der Sedimentzusammensetzung im Hauptarm des Cochitireservoirs 1986

%	*R1*	*R2*	*R3*	*R6*	*R7*	*R8*	*R8-1*	*R8-2*	*R9*	*R10*	*R11*	*R12*	*R13*	*R14*
Sand	0	0	0	0	0	0	0	11,0	0	0	1,0	1,0	1,0	1,0
Silt	15,5	7,9	18,2	14,7	32,9	64,9	54,4	52,1	66,7	48,8	66,9	76,2	64,5	64,1
Ton	84,5	92,1	81,8	85,3	67,1	35,1	45,6	36,9	33,3	51,2	32,1	22,8	34,5	34,9

Merke: Bei Range 1, 2 und 3 wurden jeweils mehrere Sedimentproben genommen. In dieser Tabelle ist der jeweilige Durchschnittswert aufgeführt.
Quelle: USACOE 1990, Tab. 4

11.3.2: Verteilung der Sedimentzusammensetzung im Hauptarm des Cochitireservoirs 1991

%	*R1*	*R2*	*R3*	*R6*	*R7*	*R8*	*R8-1*	*R8-2*	*R9*	*R10*
Sand	0,3	1,2	19,0	7,3	0	0	46,9	98,9	26,0	43,4
Silt	25,9	29,8	17,7	22,9	26,5	48,1	36,5	1,1	57,1	42,1
Ton	73,8	69,0	63,3	69,8	73,5	51,9	16,6	0	16,9	14,5

Merke: Bei Range 1, 2 und 3 wurden jeweils mehrere Sedimentproben genommen. In dieser Tabelle ist der jeweilige Durchschnittswert aufgeführt.
Quelle: USACOE, Southwestern Division Laboratory 1992

11.4 Adressen

11.4.1: Bestelladressen für die Luftbilder:

- 1935:
  King Visual Technology
  Bara-King Photographic, Inc.
  4805 Frolich Lane
  Hyattsville, MD 20781-1290
  USA
  Tel: 001-301-322-7900
  email: kvti@erols.com

- 1951:
  U.S. Geological Survey
  EROS Data Center
  Customer Services
  Sioux Falls, SD 57198
  USA
  Tel: 001-605-594-6151
  email: custserv@edcserverl.cr.usgs.gov

- 1963, 1975, 1982:
  U.S Department of Agriculture
  FSA Aerial Photography Field Office
  z.H. Marla Jo Porter
  2222 West 2300 South
  PO Box 30010
  Salt Lake City, UT 84130-0010
  USA
  Tel: 001-801-975-3503
  email: mjp@apfox.apfo.usda.gov

- 1986 und 1991:
  Leihgabe des U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District
  Reservoir Control Section
  z.H. Donald Gallegos
  4101 Jefferson Plaza NE
  Albuquerque, NM 87109-3435
  USA
  Tel: 001-505-342-3382
  email: donald.j.gallegos@swa01.usace.army.mil

- Dantenbanksuche der verfügbaren Überfliegungen des Untersuchungsgebietes durch:
  Earth Data Analysis Center (EDAC)
  z.H. Amelia M. Budge
  2500 Yale Boulevard SE, Suite 100
  University of New Mexico
  Albuquerque, NM 87131-6031
  USA
  Tel: 001-505-277-3622
  email: edac@spock.unm.edu

11.4.2: Bezugsadresse der Daten (Coverages) des Bandelier National Monument:

Bandelier National Monument, Resources Management
z.H. Kay Beeley
HCR 1 Box 1 No. 15
Los Alamos, NM 87544
USA
Tel: 001-505-672-3861 ext. 542
email: kay_beeley@nps.gov

11.5 Produkte des Geographischen Informationssystems

11.5.1: GIS Coverages, die im Rahmen dieser Arbeit erstellt wurden

Name	*Beschreibung*
tics35pl6 tics35pl7 tics35pl8	Tic-Coverages der drei Kartenblätter 6, 7 und 8
1935pl6 1935pl7 1935pl8	Polygoncoverages der Bodenbedeckungsklassen von 1935
1951pl6 1951pl7 1951pl8	Polygoncoverages der Bodenbedeckungsklassen von 1951
1963pl6 1963pl7 1963pl8	Polygoncoverages der Bodenbedeckungsklassen von 1963
1975pl6 1975pl7 1975pl8	Polygoncoverages der Bodenbedeckungsklassen von 1975
1975pl7rot 1981pl7rot	Polygoncoverages der Luftbildinhalte eines anderen Überfliegungstages als 1975pl7 bzw. 1983pl7
1981pl8 1983pl6 1983pl7	Polygoncoverages der Bodenbedeckungsklassen von 1982 (de facto Überfliegungsdatum 1981 und 1983)
1981pl8hw	Polygoncoverage des Hochwasserstandes von 1979
1986pl6 1986pl7 1986pl8	Polygoncoverages der Bodenbedeckungsklassen von 1986
1991pl6 1991pl7 1991pl8	Polygoncoverages der Bodenbedeckungsklassen von 1991
match6 match7 match8	Liniencoverages der Anschlüsse der Kartenblätter
pl6ranges pl7ranges pl8ranges	Liniencoverages der Ranges (Transsekte)

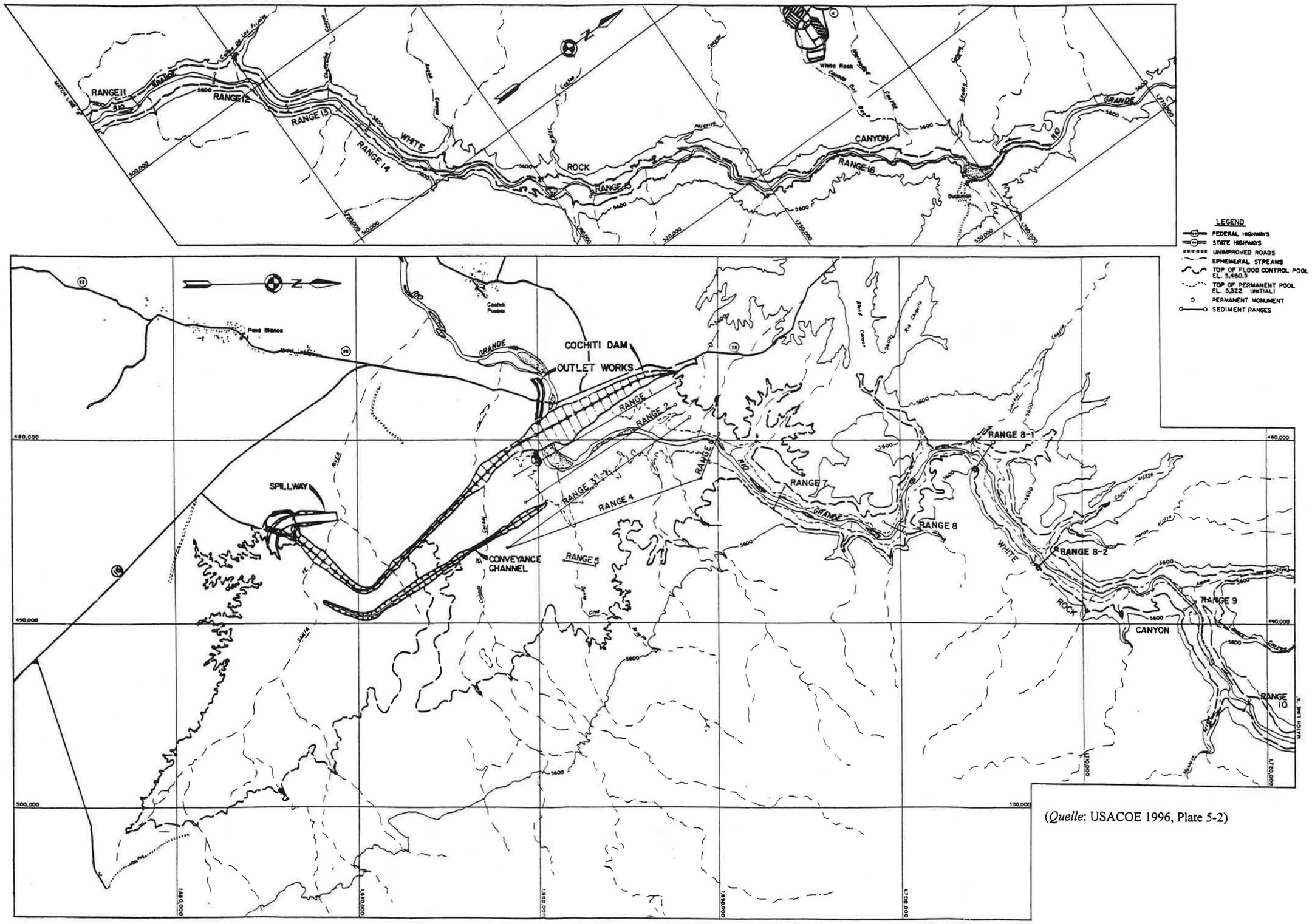
11.5.2: Gesamtflächen der Bodenbedeckungsklassen nach Überfliegungsjahrgängen (berechnet)

Jahr	*dense upland vegetation*		*sparse upland vegetation*		*dense riparian vegetation*		*sparse riparian vegetation*		*submerged vegetation*		*sandy area*		*low sandbar*		*water*	
	ac	ha	ac	ha	ac	ha	ac	ha	ac	ha	ac	ha	ac	ha	ac	ha
1935	47,6	19,3	165,7	67,1	27,4	11,1	12,5	5,1	--	--	110,7	44,8	--	--	181,6	73,5
1951	47,9	19,4	170,2	68,9	26,8	10,9	12,2	4,9	--	--	125,1	50,6	0,9	0,4	163,1	66,0
1963	53,6	21,7	163,5	66,2	27,6	11,2	10,9	4,4	--	--	167,4	67,8	0,9	0,4	109,4	44,3
1975	50,0	20,2	102,2	41,4	29,2	11,8	19,3	7,8	37,8	15,3	56,1	22,7	0,1	0,04	279,4	113,1
1982	43,4	17,5	56,1	22,7	40,7	16,5	33,6	13,6	--	--	44,5	18,0	11,5	4,7	390,2	157,9
1986	41,5	16,8	40,2	16,3	30,1	12,2	33,4	13,5	4,2	1,7	53,6	21,7	55,6	22,5	376,8	152,5
1991	22,8	9,2	17,8	7,2	40,2	16,3	80,0	32,4	--	--	101,0	40,9	52,0	21,0	333,5	135,0

Merke: Die Klasse *landslide* wurde wegen ihrer geringen Gesamtfläche in dieser Aufstellung ausgeklammert.
Für 1963 müssen die Flächensummen der Klassen *sandy area*, *water* und insbesondere *sparse upland vegetation* um insgesamt ca. 13 ac erhöht werden, da der unterste Abschnitt des Untersuchungsgebietes im Bereich des Canyon 1 und 2 nicht mehr auf den Luftbildern abgedeckt wird, so daß dieser Bereich auch in den GIS Coverages fehlt.

Quelle: GIS Coverages der empirischen Arbeit 1998

11.6 Lage der Ranges (Transsekte) im Cochitireservoir



(*Quelle*: USACOE 1996, Plate 5-2)

12 QUELLENVERZEICHNIS

12.1 Literaturverzeichnis

Allen, C.D. (1989): Changes in the Landscape of the Jemez Mountains, New Mexico. (Dissertation University of California at Berkeley) Berkeley, CA.

Allen, C.D. et al. (eds.) (1993): Cochiti Reservoir Reregulation Interagency Biological Report. Unpublished Report. Los Alamos, NM.

Anderholm, S.K. et al. (1995): Water-Quality Assessment of the Rio Grande Valley Study Unit, Colorado, New Mexico, and Texas - Analysis of Selected Nutrient, Suspended-Sediment, and Pesticide Data. Water-Resources Investigations Report 94-4061. Albuquerque, NM: U.S. Geological Survey.

Anderson, R.Y. (1961): Physiography, Climate, and Vegetation of the Albuquerque Region. In: Guidebook of the Albuquerque Country. New Mexico Geological Society 12th Field Conference Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society. S. 63-71.

Aubele, J.C. (1979): The Cerros del Rio Volcanic Field. In: R.V. Ingersoll et al. (eds.). S. 243-252.

Baldridge, W.S. et al. (1984-a): Rio Grande Rift: Problems and Perspectives. In: W.S. Baldridge et al. (eds.). S. 1-16.

Baldridge, W.S. et al. (eds.) (1984-b): Rio Grande Rift: Northern New Mexico. New Mexico Geological Society 35th Field Conference Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society.

Baldwin, B. (ed.) (1957): Guidebook of Southwestern San Juan Mountains, Colorado. New Mexico Geological Society 8th Field Conference Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society.

Baltz, E.H. (1978): Resume of Rio Grande Depression in North-Central New Mexico. In: J.W. Hawley (ed.). S. 210-228.

Bandelier National Monument (1996): Climate of Los Alamos, New Mexico and Surrounding Area. Unpublished Report. Los Alamos, NM.

Batson, F.T. & W.A. Crisco (1989): The Use of Aerial Photography to Inventory and Monitor Riparian Areas. In: R.E. Gresswell et al. (eds.). S. 172.

Belcher, R.C. (1975): The Geomorphic Evolution of the Rio Grande. Waco, Texas: Baylor University, Department of Geology. (= Baylor Geological Studies Bulletin. 29).

Blanchard, P.J. (1993): Ground-Water-Level Fluctuations in the Cochiti Dam-Pena Blanca Area, Sandoval County, New Mexico, 1976-89. Water-Resources Investigations Report 92-4193. Albuquerque, NM: U.S. Geological Survey.

Bowen, B.M. (1992): Los Alamos Climatology Summary. Including Latest Normals from 1961-1990. Los Alamos, NM: Los Alamos National Laboratory.

Brown, D.E. et al. (1980): A Digitized Systematic Classification for Ecosystems with an Illustrated Summary of the Natural Vegetation of North America. USDA Forest Service General Technical Report RM-73. Fort Collins, Col.: US Forest Service.

Brown, D.E. (ed.) (1982): Biotic Communities of the American Southwest - United States and Mexico. In: Desert Plants 4 (1-4): 1-332.

Budding, A.J. et al. (1960): Geology of the Southeastern Part of the Chama Basin.
In: E.C. Beaumont & C.B. Read (eds.): Guidebook of Rio Chama Country. New Mexico Geological Society 11th Field Conference Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society. S. 78-92.

Bullard, T.F. & S.G. Wells (1992): Hydrology of the Middle Rio Grande from Velarde to Elephant Butte Reservoir, New Mexico. Washington, D.C.: United States Department of the Interior, Fish and Wildlife Service. (= Resources Publication. 179).

Buol, S.W. et al. (1989[3]): Soil Genesis and Classification. Ames, Iowa:
Iowa State University Press.

Bureau of Land Management, U.S. Department of the Interior (1990): Riparian-Wetland Initiative for the 1990's. Washington, D.C.: Bureau of Land Management, U.S. Department of the Interior.

Bureau of Reclamation, Southwest Region (1983): Middle Rio Grande Project. Washington, D.C.: Bureau of Reclamation.

Burton, B.W. (1982): Geologic Evolution of the Jemez Mountains and Their Potential for Future Volcanic Activity. Los Alamos, NM: Los Alamos National Laboratory.

Chorley, R.J. (ed.) (1969): Introduction to Fluvial Processes. Suffolk: Methuen.

Chorley, R.J. et al. (1984): Geomorphology. London; New York: Methuen.

Clark, K.F. (1966): Geology of the Sangre de Cristo Mountains and Adjacent Areas, Between Taos and Raton, New Mexico. In: S.A. Northrop & C.B. Read (eds.). S. 56-65.

Collier, M. et al. (1996): Dams and Rivers. A Primer on the Downstream Effects of Dams. (o.O.).
(= U.S. Geological Survey Circular. 1126).

Collier, M.P. et al. (1997): Die experimentelle Überflutung im Grand Canyon.
In: Spektrum der Wissenschaft (3/1997): 76-83.

Culbertson, J.K. & D.R. Dawdy (1964): A Study of Fluvial Characteristics and Hydraulic Variables, Middle Rio Grande, New Mexico. In: Geological Survey Water-Supply Paper 1498-F: 1-74.

Cuplin, P. (1985): Riparian Area Inventory and Monitoring Using Large Scale Color Infrared Photography. In: R.R. Johnson et al. (eds.): Riparian Ecosystems and Their Management: Reconciling Conflicting Uses. First North American Riparian Conference, April 16-18, 1985, Tucson, AZ. General Technical Report RM-120. (o.O.): U.S. Department of Agriculture, Forest Service.
S. 69-71.

DeBuys, W. (1985): Enchantment and Exploitation: The Life and Hard Times of a New Mexico Mountain Range. Albuquerque, NM: University of New Mexico Press.

Dendy, F.E. & W.A. Champion (eds.) (1978): Sediment Deposition in U.S. Reservoirs, Summary of Data Reported Through 1975. (o.O). (= U.S. Department of Agriculture Miscellaneous Publication. 1362).

Dethier, D.P. & K.A. Demsey (1984): Erosional History and Soil Development on Quaternary Surfaces, Northwest Española Basin, New Mexico. In: W.S. Baldridge et al. (eds.). S. 227-233.

Dick-Peddie, W.A. (1993): New Mexico Vegetation. Past, Present and Future. Albuquerque, NM: University of New Mexico Press.

Dinwiddie, G.A. (1967): Rio Grande Basin. Geography, Geology, and Hydrology. In: New Mexico State Engineer Office (ed.): Water Resources of New Mexico. (o.O.). S. 127-142.

Dungan, M.A. et al. (1984): Volcanic and Sedimentary Stratigraphy of the Rio Grande Gorge and the Late Cenozoic Geologic Evolution of the Southern San Luis Valley.
In: W.S. Baldridge et al. (eds.). S. 157-170.

Earth Environmental Consultants, Inc. (1974): Soil Survey and Survey of Range and Ecolocical Conditions on a Southern Part of Bandelier National Monument. Unpublished Report.
Albuquerque, NM.

Eaton, G.P. (1983): Regional Topography Near the Rio Grande Rift. In: Geological Society of America, Abstracts with Programs 15: 5.

Eisma, D. (1992): Suspended Matter in the Aquatic Environment. Berlin; New York:
Springer-Verlag.

Ellis, S.R. et al. (1993): Rio Grande Valley, Colorado, New Mexico, and Texas.
In: Water Resources Bulletin 29(4): 617-646.

Environmental Protection Group (ed.) (1993): Environmental Surveillance at Los Alamos during 1991. Los Alamos, NM: Los Alamos National Laboratory.

Environmental Systems Research Institute, Inc. (ESRI) (1992): Understanding GIS. The ARC/INFO Method. Redlands, California: ESRI.

Environmental Systems Research Institute, Inc. (ESRI) (1994): ArcView, The Geographic Information System for Everyone. Redlands, California: ESRI.

Eschner, T.R. et al. (1983): Hydrologic and Morphologic Changes in Channels of the Platte River Basin in Colorado, Wyoming, and Nebraska: A Historical Perspective. In: Geological Survey Professional Paper 1277-A: 1-39.

Fan, S.-S. & G. Morris (eds.) (1993): Notes on Sediment Managment in Reservoirs: National and International Perspectives. (o.O.): Federal Energy Regulatory Commission.

Ferrari, R.L. (1988): 1986 Lake Powell Survey. Report No. REC-ERC-88-6. Denver, Col.:
U.S. Bureau of Reclamation.

Finch, D.M. & J.A. Tainter (eds.) (1995): Ecology, Diversity, and Sustainability of the Middle Rio Grande Basin. General Technical Report RM-GTR-268. (o.O.): U.S. Department of Agriculture, Forest Service.

Finch, D.M. et al. (1995): Plants, Arthropods, and Birds of the Rio Grande.
In: D.M. Finch & J.A. Tainter (eds.). S. 133-164.

Foxx, T.S. (1984): La Mesa Fire Symposium, Los Alamos, New Mexico, October 6 and 7, 1981. Los Alamos, NM: Los Alamos National Laboratory.

Füchtbauer, H. & G. Müller (1977[3]): Sedimente und Sedimentgesteine. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. (= Sediment-Petrologie, Teil II).

Garde, R.J. & K.G. Ranga Raju (1977): Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problems. New Delhi: Wiley Eastern.

Gile, L.H. et al. (1981): Soils and Geomorphology in the Basin and Range Area of Southern New Mexico - Guidebook to the Desert Project. Socorro, NM: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. (= New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir. 39).

Gottfried, G.J. et al. (1995): Pinyon-Juniper Woodlands. In: D.M. Finch & J.A. Tainter (eds.). S. 95-132.

Graf, W.L. (1994): Plutonium and the Rio Grande. Environmental Change and Contamination in the Nuclear Age. New York: Oxford University Press.

Gresswell, R.E. et al. (eds.) (1989): Practical Approaches to Riparian Resource Management, an Educational Workshop, May 8-11, 1989, Billings, Montana. BLM-MT-PT-89-001-4351. Billings, Montana: U.S. Bureau of Land Management.

Griggs, R.L. (1964): Geology and Groundwater Resources of The Los Alamos Area, New Mexico. In: Geological Survey Water-Supply Paper 1753: 1-107.

Haberl, S. & A. Schulz (1989): APY - ein geografisches Datenerfassungssystem. In: Vermessungswesen und Raumordnung 51 (8): 467-473.

Hainly, R.A. et al. (1995): Deposition and Simulation of Sediment Transport in the Lower Susquehanna River Reservoir System. Water-Resources Investigations Report 95-4122. Lemoyne, Pennsylvania: U.S. Geological Survey.

Happ, S.C. (1948): Sedimentation in the Middle Rio Grande Valley, New Mexico. In: Bulletin of the Geological Society of America 59: 1191-1216.

Hawley, J.W. (ed.) (1978): Guidebook to Rio Grande Rift in New Mexico and Colorado. Socorro, NM: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. (= New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Circular. 163).

Heiken, G. et al. (1996): Field Guide to the Maar Volcanoes of White Rock Canyon. In: S. Self et al.. S. 56-72.

Hink, V.C. & R.D. Ohmart (1984): Middle Rio Grande Biological Survey. Final Report. Army Corps of Engineers Contract No. DACW47-91-C-0015. Albuquerque, NM: Army Corps of Engineers.

Hotchkiss, R.H. (1995): Reservoir Sedimentation: Causes and Consequences. In: W.H. Espey, Jr. & P.G. Combs (eds.): Water Resources Engineering, Vol. 2. Proceedings of the First International Conference, August 14-18, 1995, San Antonio, Texas. New York: American Society of Civil Engineers. S. 1188-1192.

Ingersoll, R.V. et al. (eds.) (1979): Guidebook of Santa Fe Country. New Mexico Geological Society 13th Field Conference Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society.

Jetton, E.V. & J.W. Kirby (1970): A Study of Precipitation, Streamflow, and Water Usage on the Upper Rio Grande. Austin, Texas: University of Texas at Austin. (= Texas Atmospheric Science Group Report. 25).

Jiahua, F. (1993): Chinese Experiences with Reservoir Desiltation. In: S.-S. Fan & G. Morris (eds.). S. 127-152.

Karlinger, M.R. et al. (1983): Relation of Channel-Width Maintenance to Sediment Transport and River Morphology: Platte River, South-Central Nebraska. In: Geological Survey Professional Paper 1277-E: 1-19.

Kelley, V.C. (1952): Tectonics of the Rio Grande Depression of Central New Mexico.
In: New Mexico Geological Society (ed.): Guidebook of the Rio Grande Country, Central New Mexico. New Mexico Geological Society 3rd Field Conferende Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society. S. 93-103.

Kelley, V.C. (1957): General Geology and Tectonics of the Western San Juan Mountains, Colorado. In: B. Baldwin (ed.). S. 154-162.

Kelley, V.C. (1979): Geomorphology of Española Basin.
In: R.V. Ingersoll et al. (eds.). S. 281-288.

Kotz, A. (o.J.): Analytischer Photogrammeter Yzerman - Kurzeinführung. Unveröffentlichtes Skript. Universität Regensburg, Lehrstuhl für Kulturgeographie.

Kudo, A.M. (1974): Outline of the Igneous Geology of the Jemez Mountains Volcanic Field.
In: C.T. Siemers et al. (eds.): Silver Anniversary Guidebook to the Ghost Ranch, Central-Northern New Mexico. New Mexico Geological Society 25th Field Conference Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society. S. 287-289.

Lagasse, P.F. (1981): Geomorphic Response of the Rio Grande to Dam Construction.
In: New Mexico Geological Society, Special Publications 10: 27-46.

Lambert, W. (1966): Notes on the Late Cenozoic Geology of the Taos-Questa Area, New Mexico.
In: S.A. Northrop & C.B. Read (eds.). S. 43-50.

Leopold, L.B. et al. (1964): Fluvial Processes in Geomorphology. San Francisco:
W.H. Freeman and Company.

Leser, H. (1993[2]): Geomorphologie. Braunschweig: Westermann. (= Das Geographische Seminar).

Leser, H. et al. (1993[7]): Diercke - Wörterbuch der Allgemeinen Geographie, Bd. 1 und Bd. 2.
München & Braunschweig: DTV & Westermann.

Loftin, S.R. et al. (1995): Desert Grassland and Shrubland Ecosystems. In: D.M. Finch &
J.A. Tainter (eds.). S. 80-94.

Mangelsdorf, J. & K. Scheurmann (1980): Flußmorphologie. Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure. München und Wien: R. Oldenbourg Verlag.

Manley, K. (1978): Cenozoic Geology of Española Basin. In: J.W. Hawley (ed.). S. 201-210.

Mather, K.F. (1957): Geomorphology of the San Juan Mountains. In: B. Baldwin (ed.). S. 102-108.

Miller, R.F. et al. (1989): Effects of Plant Structure and Composition on Upland Hydrologic Cycles: Juniper Woodlands. In: R.E. Gresswell et al. (eds.). S. 171-172.

Molles, M.C., Jr. & C.N. Dahm (1990): A Perspective on El Niño and La Niña: Global Implications for Stream Ecology. In: Journal of the North American Benthological Society 9(1): 68-76.

Morris, G.L. (1993): A Global Perspective of Sediment Control Measures in Reservoirs. In: S.-S. Fan & G. Morris (eds.). S. 13-44.

National Resources Committee (1938): Regional Planning. Part VI - The Rio Grande Joint Investigation in the Upper Rio Grande Basin in Colorado, New Mexico, and Texas, 1936-1937. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.

Nordin, C.F., Jr. & J.P. Beverage (1965): Sediment Transport in the Rio Grande, New Mexico. In: Geological Survey Professional Paper 462-F: 1-37.

Nordin, C.F., Jr. & J.K. Culbertson (1961): Particle-Size Distribution of Stream Bed Material in the Middle Rio Grande Basin, New Mexico. In: Geological Survey Professional Paper 424-C. Short Papers in the Geologic and Hydrologic Sciences, Article 265: 323-326.

Nordin, C.F., Jr. & G.R. Dempster, Jr. (1963): Vertical Distribution of Velocity and Suspended Sediment, Middle Rio Grande, New Mexico. In: Geological Survey Professional Paper 462-B: 1-34.

Northrop, S.A. & C.B. Read (eds.) (1966): Guidebook of Taos - Raton - Spanish Peaks Country, New Mexico and Colorado. New Mexico Geological Society 17th Field Conference Guidebook. Socorro, NM: New Mexico Geological Society.

Nyhan, J.W. et al. (1978): Soil Survey of Los Alamos County, New Mexico. Los Alamos, NM: Los Alamos Scientific Laboratory.

Ohmart, R.D. & B.W. Anderson (1982): North American Desert Riparian Ecosystem. In: G.L Bender (ed.): Reference Handbook on the Deserts of North America. Westport, Connecticut; London: Greenwood Press. S. 433-466.

Ong, K. et al. (1991): Reconnaissance Investigation of Water Quality, Bottom Sediment, and Biota Associated with Irrigation Drainage in the Middle Rio Grande Valley and Bosque Del Apache National Wildlife Refuge, New Mexico, 1988-89. Water-Resources Investigations Report 91-4036. Albuquerque, NM: U.S. Geological Survey.

Pase, C.P. & E.F. Layser (1977): Classification of Riparian Habitat in the Southwest. In: R.R. Johnson & D.A. Jones (eds.): Importance, Preservation and Management of Riparian Habitat. A Symposium. General Technical Report RM-43. Fort Collons, Colorado: U.S. Department of Agriculture, Forest Service. S. 5-9.

Peterson, J.C. (1989): U.S. Fish and Wildlife Service's Coordination Act Report on the Reevaluation of the U.S. Corps of Engineers' Rio Grande Operating Plan. Albuquerque Ecological Service Field Office. In: U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District: Reevaluation of the Rio Grande Operating Plan. Albuquerque, NM: U.S. Army Corps of Engineers. S. B-38 - B-50.

Petts, G.E. (1977): Channel Response to Flow Regulation: The Case of the River Derwent, Derbyshire. In: K.J. Gregory (ed.): River Channel Changes. Chichester: John Wiley & Sons. (= A Publication of the British Geomorphological Research Group). S. 145-164.

Pfannkuch, H.-O. (1969): Elsevier's Dictionary of Hydrogeology. English, French, German. Amsterdam; London; New York: Elsevier Publishing Company.

Potter, L.D. (1981): Plant Ecology of Shoreline Zone of Rio Grande - Cochiti Lake, Bandelier National Monument. Unpublished Report. Albuquerque, NM.

Press, F. & R. Siever (1995): Allgemeine Geologie. Eine Einführung. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.

Promislow, M. (1996): Willow and Riparian Habitats along the Rio Grande at Bandelier National Monument, New Mexico. Unpublished Report. Los Alamos, NM.

Purtymun, W.D. (1974): Storm Runoff and Transport of Radionuclides in DP Canyon, Los Alamos County, New Mexico. Los Alamos, NM: Los Alamos Scientific Laboratory.

Purtymun, W.D. & H. Adams (1980): Geohydrology of Bandelier National Monument, New Mexico. Los Alamos, NM: Los Alamos Scientific Laboratory.

Purtymun, W.D. et al. (1980): Geohydrology of White Rock Canyon of the Rio Grande from Otowi to Frijoles Canyon. Los Alamos, NM: Los Alamos Scientific Laboratory.

Purtymun, W.D. et al. (1987): Background Concentrations of Radionuclides in Soils and River Sediments in Northern New Mexico, 1974-1986. Los Alamos, NM: Los Alamos National Laboratory.

Ray, R.G. (1960): Aerial Photographs in Geologic Interpretation and Mapping. In: U.S. Geological Survey Professional Paper 373: 1-230.

Reed, L.A. & S.A. Hoffman (1997): Sediment Deposition in Lake Clarke, Lake Aldred, and Conowingo Reservoir, Pennsylvania and Maryland, 1910-93. Water-Resources Investigations Report 96-4048. Lemoyne, Pennsylvania: U.S. Geological Survey.

Reneau, S.L. & D.P. Dethier (1996): Late Pleistocene Landslide-Dammed Lakes Along the Rio Grande, White Rock Canyon, New Mexico. In: Geological Society of America Bulletin 108 (11): 1492-1507.

Reneau, S.L. & E.V. McDonald (1996): Landscape History and Processes on the Pajarito Plateau, Northern New Mexico. Rocky Mountain Cell, Friends of the Pleistocene, Field Trip Guidebook. Los Alamos, NM: Los Alamos National Laboratory.

Richards, K.S. (1976): The Morphology of Riffle-Pool Sequences. In: Earth Surface Processes and Landforms 1: 71-88.

Rittenhouse, G. (1944): Sources of Modern Sands in the Middle Rio Grande Valley, New Mexico. In: The Journal of Geology 52(3): 145-183.

Ritter, D.F. (1986[2]): Process Geomorphology. Dubuque, Iowa: Wm. C. Brown Publishers.

Rust, B.R. (1982): Sedimentation in Fluvial and Lacustrine Environments. In: P.G. Sly (ed.): Sediment/ Freshwater Interaction. Proceedings of the Second International Symposium, June 15-18, 1981, Kingston, Ontario. The Hague; Boston; London: Dr. W. Junk. (= Developments in Hydrobiology. 9). S. 59-70.

Sanchez, V. & D. Baird (1997): River Channel Changes Downstream of Cochiti Dam, Middle Rio Grande, New Mexico. In: S.S.Y. Wang et al. (eds.): Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision. Stabilization, Rehabilitation, Restoration. Proceedings of the Conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision, held at Oxford Campus, The University of Mississippi, May 19-23, 1997. University, MS: Center for Computational Hydroscience and Engineering, The University of Mississippi. S. 607-612.

Schumm, S.A. (1977): The Fluvial System. New York: John Wiley & Sons.

Scurlock, D. (1995): Environmental History. In: D.M. Finch & J.A. Tainter (eds.). S. 12-28.

Self, S. et al. (1996): Field Excursions to the Jemez Mountains, New Mexico. Socorro, NM: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. (= New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin. 134).

Star, J. & J. Estes (1990): Geographic Information Systems. An Introduction. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall.

Statham, I. (1977): Earth Surface Sediment Transport. Oxford: Clarendon Press.

Stockwell, H.J. (1957): Streamflow Forecast from Snow and Rainfall Data. In: P.C. Duisberg (ed.): Problems of the Upper Rio Grande, an Arid Zone River. Special Symposium and Discussion Group of the International Arid Lands Symposium and Conference, 1955, University of New Mexico. (o.O.). (= U.S. Commission for Arid Resource Improvement and Development. 1). S. 3-5.

Stone, W. et al. (1991): The Rio Grande Basin. In: W. Stone et al. (eds.): The Rio Grande Basin. Global Climate Change Scenarios. Proceedings of Workshops and Conference, June 1-2, 1990, Albuquerque, New Mexico. WRRI Report No. M24. S. 17-26.

Tuin, J.D. van der (1991): Elsevier's Dictionary of Hydrology and Water Quality Management. English, French, Spanish, Dutch and German. Amsterdam: Elsevier Science Publishers.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1974): Final Environmental Statement Cochiti Lake, Rio Grande, New Mexico. Albuquerque, NM: U.S. Army Corps of Engineers.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1979): Report on Sedimentation in Cochiti Lake, Rio Grande Basin, New Mexico - Resurvey of April 1978. Unpublished Report. Albuquerque, NM.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1982): Sedimentation Resurvey Letter Report - Cochiti Lake. Unpublished Report. Albuquerque, NM.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1989): Reevaluation of the Rio Grande Operating Plan. Albuquerque, NM: U.S. Army Corps of Engineers.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1990): Cochiti Sedimentation Resurvey Report. Unpublished Report. Albuquerque, NM.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1992): Cochiti Lake Sedimentation Resurvey Report. Unpublished Report. Albuquerque, NM.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1996): Water Control Manual, Cochiti Lake, Rio Grande Basin, New Mexico. Rio Grande Basin Master Water-Control Manual, Appendix C. Albuquerque, NM: U.S. Army Corps of Engineers.

U.S. Army Corps of Engineers, Southwestern Division Laboratory (1992): Sediment Samples from Cochiti Reservoir, New Mexico. Unpublished Report. (o.O.).

Waldo, P.G. (1991): The Geomorphic Approach to Channel Investigations. In: Interagency Advisory Committee on Water Data, Subcommittee on Sedimentation (ed.): Proceedings of the Fifth Federal Interagency Sedimentation Conference, March 18-21, 1991, Las Vegas, Nevada. (o.O.): Federal Energy Regulatory Commission. S. 3/71-3/78.

Watson, J.R. (1912): Plant Geography of North Central New Mexico. Contributions from the Hull Botanical Laboratory 160. In: Botanical Gazette 54: 194-217.

Watznauer, A. (1973): Wörterbuch Geowissenschaften Englisch - Deutsch. Zürich und Frankfurt am Main: Verlag Harri Deutsch.

Welsh, M.E. (1987): A Mission in the Desert. Albuquerque District 1935-1985. Albuquerque, NM: University of New Mexico Press.

Westermann Verlag (Hrsg.) (1991^2): Diercke Weltatlas. Braunschweig: Westermann Schulbuchverlag.

Wilkins, D.W. (1984): Geology and Hydrology of the Rio Grande Rift Area. In: Water Today and Tomorrow: 598-605.

Williams, J.L. (ed.) (1986^2): New Mexico in Maps. Albuquerque, NM: University of New Mexico Press.

Wozniak, F.E. (1995): Human Ecology and Ethnology. In: D.M. Finch & J.A. Tainter (eds.). S. 29-51.

Wu, C.-M. (1993): Degraded Channel by the Multiple-Slope Method. In: S.-S. Fan & G. Morris (eds.). S. 161-176.

Yzerman, H. (1994): APY Concept and Applications in Forestry. In: Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, Forstwissenschaftliche Fakultät, Abt. Luftbildmessung und Fernerkundung (Hrsg.): Photogrammetrie & Forst - Stand der Forschung und Anwendung in der Praxis. Tagungsband. Freiburg im Breisgau. S. 373-378.

Zöbisch, M.A. (1987): Wörterbuch der Erosion und Bodenerhaltung. Englisch-Deutsch. Dictionary of Soil Erosion and Soil Conservation. German-English. Witzenhausen: Deutsches Institut für tropische und subtropische Landwirtschaft. (= Topics in Applied Resource Management in the Tropics).

12.2 Sonstige Quellen

Allen Cartography of Medford, Oregon (1988): New Mexico, 1:550.000 (Physiographic). Colorado: Raven Maps & Images.

Bandelier National Monument, Resources Management (April 1996-a): Geologie der Jemez Mountains - Daten [geol], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Bandelier National Monument, Resources Management (April 1996-b): Hydrographie - Daten [hydro16q], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Bandelier National Monument, Resources Management (April 1996-c): Böden des Bandelier National Monument - Daten [soils], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Bandelier National Monument, Resources Management (April 1996-d): Vegetation des Bandelier National Monument, kartiert 1974 und 1977 - Daten [veg77], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Bandelier National Monument, Resources Management (April 1996-e): Vegetation der Jemez Mountains 1981 - Daten [veg81], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Bandelier National Monument, Resources Management (Juni 1996): Ufernahe Vegetation und Bodenbedeckung entlang des Rio Grande im White Rock Canyon 1996 - Daten [willoutt], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Bandelier National Monument, Resources Management (Juli 1996): Flächenausdehnung des Cochitireservoirs 1978 bei einem Seespiegel von 5320 ft üNN - Daten [cochpool], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Bandelier National Monument, Resources Management (o.J.): Abgrenzung des Bandelier National Monument - Daten [bandbord], (unveröffentlicht). Los Alamos, NM.

Brown, D.E. & C.H. Lowe (1980): Biotic Communities of the Southwest. General Technical Report RM-78 - Map 1:1.000.000. U.S. Department of Agriculture, Forest Service.

Dethier, D.P. (1997): Geology of White Rock Quadrangle, Los Alamos and Santa Fe Counties, New Mexico. Geologic Map 73, 1:24.000. Socorro, NM: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources.

Hunt, C.B. (1978): Surficial Geology of Northwest New Mexico - Geologic Map 43, 1:500.000. Socorro, NM: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources.

Morain, S.A. et al. (1977): Vegetation and Land Use in New Mexico - Resource Map 8, 1:1.000.000. Socorro, NM: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources.

National Archives (1935): SCS Projekt - Luftbilder, 1:31.680 (Bildnummern: 1463, 1469, 1470).

New Mexico Natural Resources Department, Soil and Water Conservation Division (ed.) (1978): Soil Erosion Rates in New Mexico - Map, 1:1.000.000

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1981/1986): Orthophoto/ Topographic Base Map of Area Capacity, Cochiti Dam, New Mexico. Albuquerque, NM: U.S. Army Corps of Engineers. Plate 6, 7 and 8.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1986): Cochiti - Luftbilder, 1:24.000 (Bildnummern 7-003 (040), 7-004 (038), 7-005 (036), 7-006 (034), 7-007 (032), 7-008 (030)).

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1991): Cochiti Lake, NM - Luftbilder, 1:28.800 (Bildnummern 8-003 (048), 8-004 (047), 8-005 (046), 8-006 (045), 8-007 (044)).

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1997-a): Täglicher Wasserstand des Cochiti-reservoirs ab April 1975 (ft üNN) - Daten [tabfileout.*], (unveröffentlicht). Albuquerque, NM.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1997-b): Täglicher Wasserablaß aus dem Cochitireservoir ab April 1975 (cfs) -Daten [cochrel.*], (unveröffentlicht). Albuquerque, NM.

U.S. Army Corps of Engineers, Albuquerque District (1997-c): Daten der Stauraumvermessung des Cochitireservoirs 1972, 1976, 1978, 1981, 1986 und 1991, (unveröffentlicht). Albuquerque, NM.

U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service (ed.) (1978): Potential Natural Vegetation, New Mexico - Map. New Mexico Interagency Range Committe Report No. 11 (M7-PL-23846).

U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service (ed.) (1980): Major Land Resource and Subresource Areas, New Mexico - Map, 1:1.500.000 (M7-0-23499).

U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service (ed.) (1986): Critical Erosion Areas, New Mexico - Map (4-R-40019).

U.S. Forest Service (1963): EIZ - Luftbilder, 1:15.840 (Bildnummern 18-89, 18-119, 19-19, 19-21).

U.S. Forest Service (1975): 35043 (CA/FS-F16) - Luftbilder, 1:15.840 (Bildnummern 4573-167 (348), 4573-202 (383), 4573-204 (385), 4973-144 (427), 4973-146 (429)).

U.S. Forest Service (1982): 613100 - Luftbilder, 1:24.000 (Bildnummern 581-38 (254), 1081-176 (111), 1081-178 (113), 1081-180 (115)).

U.S. Geological Survey (1951): GS-OH - Luftbilder, 1:28.400 (Bildnummern 2-38, 2-76, 2-105).

U.S. Geological Survey (1978): Los Alamos Quadrangle, New Mexico - 1:100.000-Scale Series (Topographic). Denver, Col.: U.S. Geological Survey.

U.S. Geological Survey (1984): Frijoles Quadrangle, New Mexico - 7.5 Minute Series (Topographic), 1:24.000. Denver, Col.: U.S. Geological Survey.

U.S. Geological Survey (1985): State of New Mexico - 1:500.000 (Topographic). Denver, Col.: U.S. Geological Survey.

U.S. Geological Survey (1993-a): Cochiti Dam Quadrangle, New Mexico - Sandoval County - 7.5 Minute Series (Topographic), 1:24.000. Denver, Col.: U.S. Geological Survey.

U.S. Geological Survey (1993-b): Santo Domingo Pueblo Quadrangle, New Mexico - Sandoval County - 7.5 Minute Series (Topographic), 1:24.000. Denver, Col.: U.S. Geological Survey.

U.S. Geological Survey (Juni 1997): USGS - Water Resources Division - New Mexico District [http://wwwdnmalb.cr.usgs.gov/; 15.10.1997]

WATSTORE (1997): Abfluß- und Sedimentdaten. U.S. Geological Survey, Water Resources Division.

13 SELBSTÄNDIGKEITSERKLÄRUNG

Ich versichere, daß ich diese Hausarbeit selbständig verfaßt und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benützt habe.

Regensburg, Januar 1998 Petra Obuchowski