

**DER EINFLUSS KALTZEITLICHER HOCHGEBIRGSDYNAMIK
AUF DAS ARIDE VORLAND DER NÖRDLICHEN
HENRY MOUNTAINS (UTAH/USA)**

Gerd WENZENS, Düsseldorf*

mit 6 Abb. und einem Photo im Text

INHALT

1.	Einführung	204
2.	Forschungsstand	207
3.	Zur Frage des Einflusses kaltzeitlicher Hochgebirgsmorpho- dynamik auf Formen und Genese des nördlichen Vorlandes der Henry Mts.	208
4.	Formen und Formungsprozesse im proximalen Vorland der nördlichen Henry Mts.	210
	4.1 Nicht fluviatile Ablagerungen	210
	4.2 Die fluviatilen Formen und Formungsprozesse	213
5.	Der morphologische Aufbau des zentralen nördlichen Vorlandes	214
6.	Genese und Alter der Pedimente im nördlichen Vorland der Henry Mts.	218
7.	Zusammenfassung	220
8.	Summary	221
9.	Literaturverzeichnis	222

* Univ.-Prof. Dr. Gerd Wenzens, Geographisches Institut der Heinrich-Heine-Universität, Abteilung Geomorphologie, D-40225 Düsseldorf, Universitätsstraße 1

1. Einführung

Die Henry Mts. befinden sich im westlichen Teil des zentralen Colorado-Plateaus, das sich als stabile Plattform zwischen den Rocky Mts. im Osten und Norden und der Basin and Range Provinz im Westen und Süden erstreckt (vgl. Abb. 1). Es wird von unterschiedlich widerständigen paläozoischen und mesozoischen Gesteinen aufgebaut, die längs Flexuren und Verwerfungen verstellt wurden, so daß sich im Laufe der Zeit Schichtkamm-, Schichtstufen- und Tafelländer entwickelten. Diese meist zwischen 1.500 und 2.500 m hoch gelegenen Plateaus werden von tertiären vulkanischen Gesteinen, im Zentrum vorwiegend von Lakolithen, am Übergang zu den Basin and Ranges von Basaltergüssen, überragt.

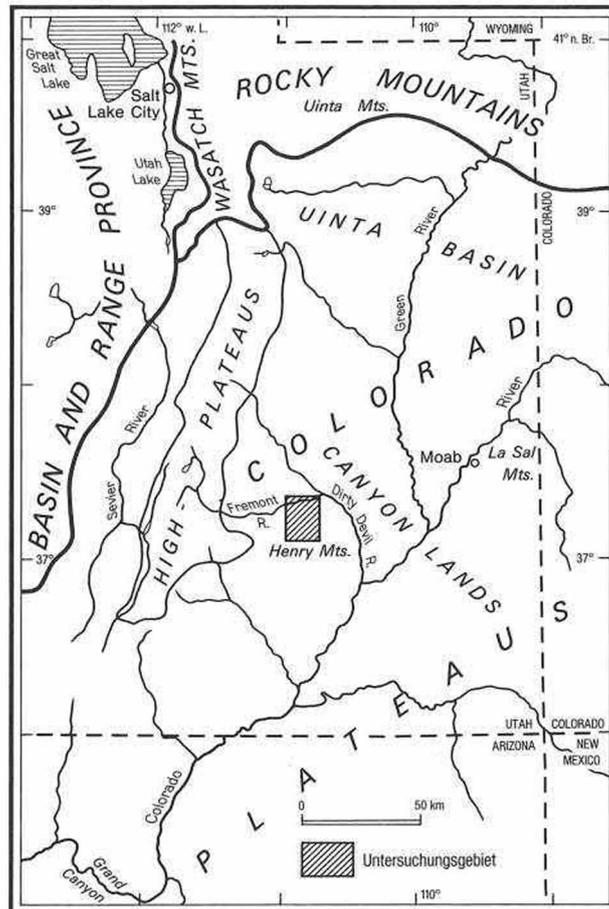


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Nordwesten des Colorado Plateaus

Zu den über 3.500 m hohen Lakkolithen zählen unter anderem die Henry Mts. (vgl. Abb. 2). Das Untersuchungsgebiet umfaßt das sich nördlich des 3.507 m hohen Gebirgsstockes Mt. Ellen anschließende, von knapp 2.000 bis 1.300 m abfallende Vorland. Im Zusammenhang mit der eozänen Intrusion wurden die mesozoischen Schichten aufgeschleppt; nur der knapp 2.600 m hohe Stock der Table Mts. im Westen und die 2.800 m hohen Intrusionen der Bull Mts. grenzen unmittelbar an das Vorland, wo die Isobasen gemäß dem allgemeinen Schichtaufschleppen parallel zum Hauptgefälle verlaufen (HUNT 1980, S. 29 f.). Die leicht nach Westen einfallenden Sedimente bestehen aus einem mehrfachen Wechsel von Sandsteinen und Tonschiefern, wobei die aus Sandstein aufgebauten Riedel (Blue Valley Benches, South Pinto Hills) im distalen Teil des Vorlandes deutlich die benachbarten Tonschieferausräumungszonen überragen. Der markante Tafelberg der South Caineville Mesa (1.811 m ü.M.) zählt nicht mehr zum Vorland der Henry Mts. Er überragt die Blue Valley Benches um 285 m, den rezenten Talboden des Fremont River um 440 m.

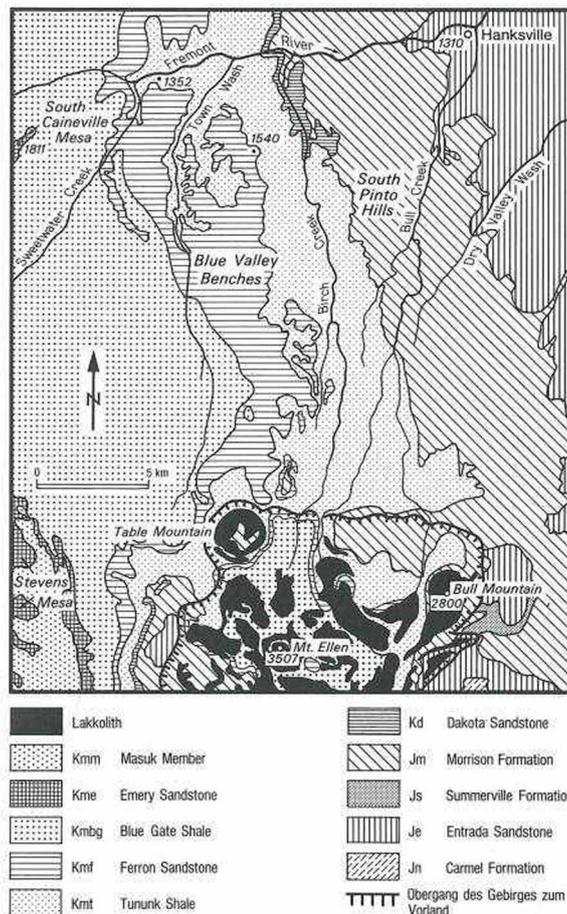


Abb. 2: Geologische Karte der nördlichen Henry Mountains und ihres Vorlandes

Die Hydrographie der nördlichen Henry Mts. ist auf den Fremont River ausgerichtet. Er entspringt in den nördlichen High Plateaus, deren über 3.400 m hohe Basalthochflächen die Wasserscheide zur Basin and Range Provinz darstellen (vgl. Abb. 3). Das Einzugsgebiet des Fremont River umfaßt die Fish Lake Mts. (3.537 m ü.M.), die Thousand Lake Mt. (3.440 m ü.M.) sowie die nördlichen und östlichen Boulder Mt. (3.453 m ü.M.). In einem Engtal durchbricht er die Capitol Reef Monoklinale und nimmt östlich der South Caineville Mesa die nördlichen Vorlandflüsse der Henry Mts. auf. Nördlich der Siedlung Hanksville trifft er auf den Muddy Creek; beide bilden von da an den Dirty Devil River, einen direkten Zufluß des Colorado.

Die 1.310 m ü.M. hoch gelegene Klimastation in Hanksville weist mit einer Jahresdurchschnittstemperatur von 10,8°C und Jahresniederschlägen von 132 mm ein BW-Klima aus, wobei die extremen Temperaturunterschiede zwischen Januar (-5,4°C) und Juli (25,3°C) die kontinentale Lage des Untersuchungsgebietes verdeutlichen.

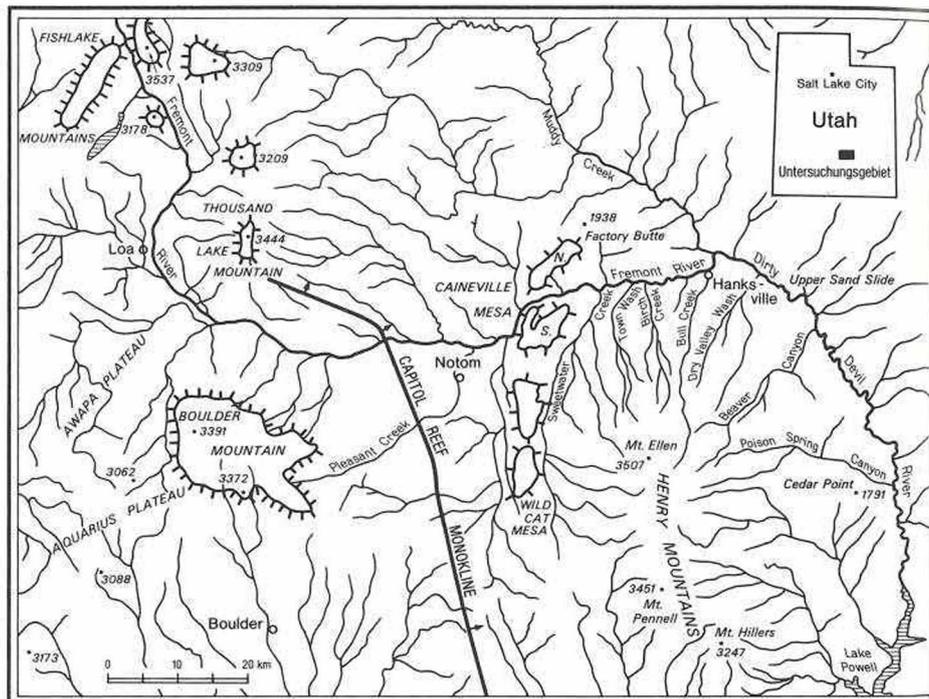


Abb. 3: Das Einzugsgebiet des Fremont River



Photo: Blick auf den 350 m hohen Durchbruch des Fremont-River durch die Caineville-Mesas. Ihre Oberfläche wird als Relikt der oberpliozänen Ausgangsfläche der quartären Reliefentwicklung gedeutet.

2. Forschungsstand

Seit den Untersuchungen von GILBERT (1877) gilt das Vorland der Henry Mts. als klassisches Gebiet der Pedimentforschung. Eine erste Kartierung dieser Formen legten HUNT et al. (1953) vor: Sie erkannten längs der größeren Gerinne bis zu fünf Pediment- und Terrassenniveaus. Ihre Genese erklärten sie folgendermaßen: Pedimente im Sinne von Abtragungsfußflächen (Felspedimente i.S. von WENZENS 1978) entstehen durch flächenhaft wirkende Denudationsprozesse nur längs jener Gerinne, die kein grobes Schuttmaterial transportieren. Es kommt nur dann zur Geröllsedimentation auf diesen Pedimenten, wenn später schuttbeladene Flüsse auf sie umgelenkt werden. Zwischen Schuttbedeckung und Erosionsprozeß besteht somit kein genetischer Zusammenhang. Für HUNT et al. (1953, S. 189 f.) spielen bei der Anlage und späteren Überführung von Felspedimenten in Schuttpedimente klimatische Einflüsse keine Rolle, beide Vorgänge werden ausschließlich durch Flußanzapfungen und Flußumlenkungen gesteuert; dies erklärt auch, warum nach HUNT et al. Zahl und Höhenlage der Pedimente längs der Hauptgerinne unterschiedlich ausfallen können.

GODFREY (1969) bestätigte im wesentlichen die Ergebnisse von HUNT et al. (1953) und gliederte längs des mehrfach durch Flußumleitungen gekennzeichneten Birch Creek insgesamt acht Geröllkörper aus. Einen von ihnen stellt er in den Zeitraum Pliozän-Pleistozän, zwei in das frühe Pleistozän, zwei in die vorwisconsinzeitliche oder frühwisconsinzeitliche Epoche sowie zwei in das frühe Wisconsin. Ebenso wie bei HUNT et al. (1953) haben auch nach GODFREY (1969) quartäre Klimaschwankungen keinen Einfluß auf die Morphodynamik des Untersuchungsgebietes ausgeübt. Zwischen der Gebirgsfront und den mit fluviatilen Ablagerungen bedeckten Pedimentresten erkennt GODFREY (1969, S. 65) außerdem vier "rockslide avalanches". Er versteht darunter Schuttablagerungen, die durch schnelle Massenbewegung hangabwärts stürzen. Alle "avalanches" sollen ein früh-quartärzeitliches Alter besitzen. In einer späteren Arbeit hat sich GODFREY (1980) noch einmal mit der Genese der "avalanches" auseinandergesetzt und auch Schneeschmelzprozesse als Auslöser der Massenbewegungen herangezogen. Es bleibt allerdings unklar, warum diese Massenbewegungen nur auf das frühe Quartär beschränkt gewesen sein sollen.

In mehreren Arbeiten über die Reliefentwicklung des Colorado-Plateaus hat SCHMIDT (1984, 1988, 1992) auch die Pedimentgenese des nördlichen Vorlandes der Henry Mts. untersucht und ebenfalls klimamorphologische Gesichtspunkte als nicht wesentlich betrachtet. Allerdings hat er hier nur zwei Hauptniveaus gefunden, die im Sinne des arid-morphodynamischen Systems bereits im Jungtertiär entstanden sein sollen. Nach SCHMIDT (1984, 121) spiegelt die "Anzahl der resistenten Gesteinskomplexe, die in der Lage waren, die Funktion temporärer Erosionsbasen über genügend lange Zeiträume zu erfüllen", auch die Anzahl der Pedimentniveaus in diesem Gebiet wider. Allerdings soll die Pedimentation selbst vorwiegend auf Gesteinen von geringer Widerständigkeit stattgefunden haben. Wegen der im Quartär vorherrschenden Zerschneidung (SCHMIDT 1988) beschränkt sich die heutige Verbreitung der Pedimente auf den gebirgsnahen Teil; im weiter entfernten Vorland sind nur noch isolierte Reste erhalten.

3. Zur Frage des Einflusses kaltzeitlicher Hochgebirgs-morphodynamik auf Formen und Genese des nördlichen Vorlandes der Henry Mts.

GILBERT (1877), HUNT et al. (1953), HUNT (1980), GODFREY (1969, 1980) und SCHMIDT (1988, 1992) weisen darauf hin, daß die Henry Mts. nicht vergletschert waren und schließen auch einen mehrfachen Wechsel zwischen kaltzeitlicher und warmzeitlicher Morphodynamik bei der Reliefentwicklung des Vorlandes aus. Dies verwundert etwas, denn für das 3.300 bis 3.450 m hohe, nur ca. 50 km westlich gelegene Plateau der Boulder Mts. (vgl. Abb. 3), ein Teilglied der High Plateaus, haben FLINT & DENNY (1958, S. 119) drei wisconsinzeitliche Vergletscherungen nachgewiesen, deren maximaler Vorstoß in den Tälern erst in 2.012 m

ü.M. endete. SMITH et al. (1963) haben ebenfalls für die sich nördlich anschließenden Teile der High Plateaus drei wisconsinzeitliche Gletschervorstöße beschrieben; sie vermuteten sogar mindestens eine vorwisconsinzeitliche Vereisung. Als Beleg führen sie sowohl glaziale Ablagerungen als auch hochgelegene Pedimentschotter an, deren Sedimentation sie mit dieser Vergletscherung verknüpfen. Nach RICHMOND (1986, S. 119) erfolgte dagegen die älteste Vergletscherung in diesem Raum vermutlich vor-illinoianzeitlich.

KOTLOWSKI et al. (1965, S. 294) weisen darauf hin, daß sich die Gipfel der Henry Mts. zwar über der Schneegrenze befanden, aber vermutlich wegen ihrer Lage im Regenschatten der High Plateaus unvergletschert blieben. Tatsächlich ist in diesem Gebiet die wisconsinzeitliche Schneegrenze weit unter 3.500 m anzusetzen. Das Plateau der Boulder Mts. weist eine durchschnittliche Höhenlage von 3.300 m auf und der Flächenanteil über 3.400 m Höhe macht nur ca. 15% aus. Deshalb muß die Firngrenze wegen der weit in das Vorland vorstoßenden Talgletscher bei mindestens 3.300 m, wahrscheinlich aber bei 3.200 m gelegen haben. Überträgt man diese Werte auf die Henry Mts., so bleibt festzuhalten, daß hier nur schmale Rücken südlich des Mt. Ellen über 3.300 m hinausragen, so daß diese nicht ausgereicht haben können, eine morphologisch wirksame Vergletscherung des Gebirgsstockes einzuleiten. Für den Fall, daß einmal in diesem Gebirge die Schneegrenze bei ca. 3.000 m gelegen hat, ist auch hier mit der Ausbildung von Kar- und Talgletschern zu rechnen. Entsprechende Untersuchungen sollen demnächst durchgeführt werden.

Unabhängig von dem Problem einer Vergletscherung der Henry Mts. ist jedoch zu bedenken, daß aufgrund der Kontinentalität und der extremen Steilheit der Vulkanstöcke eine intensive periglaziale Überprägung in den Kaltzeiten stattgefunden hat. Vor allem an den nordexponierten Hängen sind die Voraussetzungen für die Bildung von Blockgletschern ideal gewesen, da die wisconsinzeitliche Dauerfrostbodengrenze bei ca. 1.900 m anzusetzen ist (s.u.). Hinzu kommt, daß die im Gebirge weit verbreitet anstehenden wasserundurchlässigen Schiefertone weitere Rutschungserscheinungen begünstigt haben. Es ist daher zu erwarten, daß periglaziale Formungsprozesse im Übergangsbereich zwischen Gebirgsfuß und dem Vorland einen wesentlich größeren Raum einnehmen als dies HOHL (1970) und GODFREY (1980, S. 176) angedeutet haben.

Auch ein Einfluß kaltzeitlicher Hochgebirgsdynamik auf die fluviatile Gestaltung des weiteren Vorlandes ist evident, denn selbst in den beiden bis weit in das Gebirge zurückgreifenden Gerinnen Birch- und Bull Creek werden rezent keine Porphy-Gerölle im vorfluternahen Bereich transportiert. GODFREY (1969) hat zwar auf die geringe holozäne Transportkraft der Gerinne hingewiesen, daraus jedoch keine klimamorphologischen Konsequenzen gezogen. Es ist daher naheliegend, daß in den Kaltzeiten zumindest während der frühlommerlichen Schneeschmelze die Abflußmenge der Vorlandflüsse ausgereicht hat, Material aus den Henry Mts. bis zum Fremont River zu transportieren.

4. Formen und Formungsprozesse im proximalen Vorland der nördlichen Henry Mts.

Der Übergangsbereich zwischen Gebirgsfuß und dem Vorland wird durch Massenverlagerungen unterschiedlicher Entstehung und unterschiedlichen Alters, wisconsinzeitliche Schwemmfächer und holozäne Zerschneidung gekennzeichnet (vgl. Abb. 4).

4.1 Nicht fluviatile Ablagerungen

Sie nehmen einen wesentlich größeren Raum ein als dies GODFREY (1969, 1980) beschrieben hat und lassen sich sowohl verschiedenartigen Entstehungsbedingungen als auch mehreren Generationen zuordnen.

4.1.1 Im Osten ragt der 2.800 m Lakkolith der Bull Mts. aus dem mesozoischen Sedimentmantel auf. Durch die erosive Herauspräparierung einzelner Lakkolith-Türme und deren anschließenden gravitativ bedingten Abbruch hat sich im Laufe der Zeit ein breiter Saum aus Felssturzmassen im Vorland gebildet. Wenn auch dieser Prozeß der Hangschuttbildung klimaunabhängig ist, wird er unter periglazialen Bedingungen beschleunigt stattgefunden haben. Der distale Rand, in dessen Nähe sich die größten Blöcke (über 10 m Längsachse) befinden, grenzt diese Hügellandschaft scharf vom wisconsinzeitlichen Schwemmfächer des Bull Creek ab.

4.1.2 Die oben beschriebene geschlossene Schuttmasse unterscheidet sich von den Relikten einer weiteren nicht fluviatil entstandenen Ablagerung, die sich westlich vom Eintritt des Bull Creek in das Vorland erstrecken. Da der rückwärtige Gebirgshang aus Sandstein besteht und die Oberfläche der bereits stark erodierten Rücken von eckigen Porphyren eingenommen wird, können diese nur von der sich südlich anschließenden, von Porphyren aufgebauten Umrandung des Horseshoe Basin stammen (vgl. Abb. 2). Aufgrund der geologischen Gegebenheiten ist somit ein Felssturz als Ursache der Schuttakkumulation auszuschließen. Es ist daher naheliegend, daß eine ursprünglich am Fuße des Lakkolithen abgelagerte Schuttalpe anschließend unter periglazialen Bedingungen – vermutlich als Blockgletscher – ins Vorland transportiert wurde. SHRODER jr. (1987, S. 202) hat solche rezente am Fuße der High Plateaus liegenden Schuttmassen als "boulder deposits of mixed origin" bezeichnet. Wegen des starken Auflösungsgrades wird dieser Schuttlobus als präwisconsinzeitlich eingestuft. Da seine distalen Ausläufer bis zur "Little Meadow" reichen, wird dieser von GODFREY (1969, 1989) nicht beschriebene "avalanche" als "Little Meadow"-Schuttlobus bezeichnet (vgl. Abb. 4).

4.1.3 Unmittelbar westlich des erodierten Flügels dieses Schuttrückens befinden sich zwei durch den Schwemmfächer des Mc. Clellan Wash getrennte Schuttloben. Ihr distaler Rand ist scharf markiert; während der Fuß des westlichen Lobus

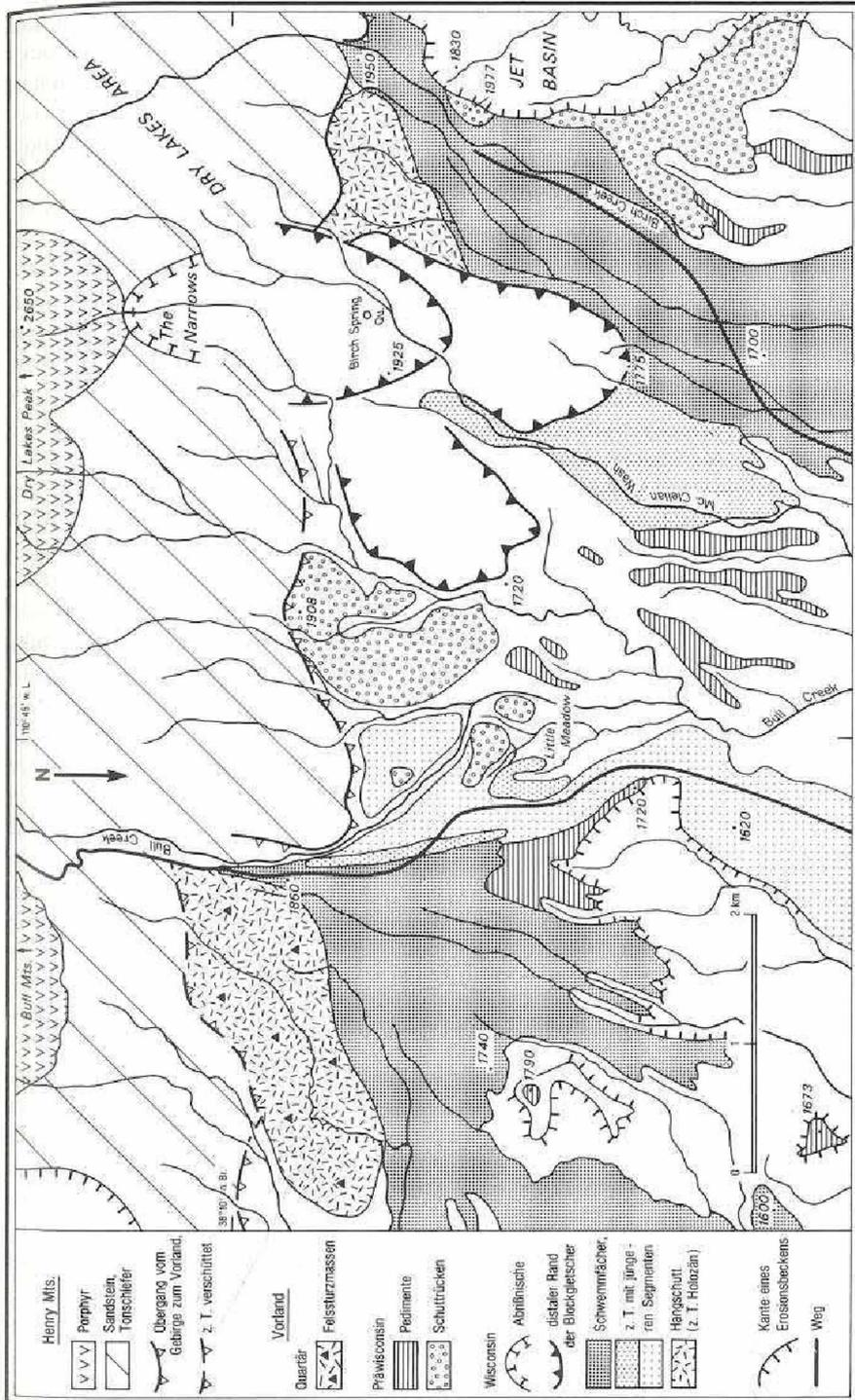


Abb. 4: Akkumulationsformen im proximalen Teil des nördlichen Vorlandes

dem Schwemmfächer des Birch Creek aufsitzt, ist der östliche Lobus bis in den ausgeräumten Teil des "Little Meadow"-Schuttrückens vorgestoßen. Das blockschuttreiche Material sowie der klar abgegrenzte Rand vor allem des westlichen Lobus weisen Übereinstimmungen mit Blockgletschern auf. Die wiederum vorwiegend aus Porphyren bestehenden Blöcke stammen aus einem endmoränenähnlichen Wall, der in 1.925 m Höhe oberhalb des Überganges vom Gebirgsrand zum Vorland akkumuliert wurde. Als Herkunftsgebiet der Porphyre ist eine Abrißnische am Fuße der steilen, bis auf 3.050 m ü.M. ansteigenden "Horseshoe Ridge" zu erkennen. Das Schneeschmelzwasser, das in die Hangschuttmassen auf dem deutlich flacher auslaufenden Kreideunterhang eindrang, fror zu Permafrost und hat die Blockschuttbewegung eingeleitet. Nach ca. 2 km ist der Blockgletscher schließlich in 1.900 m zum Stehen gekommen. Bei den beiden noch bis ins Vorland reichenden Loben handelt es sich vermutlich um eine durch Versteilung des Unterhanges begünstigte Fließbewegung im Stirnmaterial des Hauptblockgletschers.

Geht man von der rezenten Jahresdurchschnittstemperatur 10,6°C in 1.300 m Höhe aus, so ist in 1.900 m ü.M. ein Wert von ca. 7°C anzusetzen. In einem solch arid-kontinentalen Gebiet dürfte in dieser Höhenlage während der maximalen wisconsinzeitlichen Temperaturabsenkung die Permafrostuntergrenze gelegen haben.

4.1.4 Reste der am weitesten ins Vorland vorgedrungenen nicht-fluviatilen Blockanhäufung befinden sich westlich des Birch Creek. Es handelt sich um eine unregelmäßige, in Rücken und Senken gegliederte Schuttakkumulation, in der zahlreiche isolierte Großblock-Ansammlungen vorkommen. Durch rückschreitende Erosion ist nicht nur ein Großteil des Porphyrmaterials, sondern auch der liegende Tonschiefer ausgeräumt worden: Im Jet Basin liegt die Erosionsbasis um 150 m tiefer als der höchste gebirgsnah erhaltene Schuttrücken in 1.977 m (vgl. Abb. 4).

Die Entstehung der Schuttmassen läßt sich folgendermaßen erklären:

Nur ein Teil des Materials kann von dem nahezu kreisrunden Stock der Table Mts. stammen. Sein zum Vorland steil aufragender Rand ist in zahlreiche, nahezu senkrechte Türme gegliedert. Das unmittelbar dem Porphyrstock vorgelagerte Material stellt holozänen Hangschutt dar. An diesen schmalen Saum schließen sich einzelne Schuttloben an, die als wisconsinzeitlicher Hangschutt zum Teil auch in Form von Blockgletschern transportiert wurden. Dafür sprechen sowohl die charakteristischen Merkmale – in Wülste gegliederte Stirnwälle – als auch der dunkle Patinaüberzug der Blöcke. Das Herkunftsgebiet der östlich des Jet Basin liegenden Schuttmassen muß allerdings die Dry Lakes Area sein. Wenn auch wegen des starken Auflösungsgrades der Schuttrücken eine genetische Zuordnung spekulativ erscheint, so ist ihre Entstehung als präwisconsinzeitlicher Blockgletscher durchaus wahrscheinlich: Für das höhere Alter spricht der extrem starke Verwitterungsgrad der Blöcke, für einen Transport durch Blockgletscher die extrem weite Verbreitung im Vorland.

4.2 Die fluviatilen Formen und Formungsprozesse

4.2.1 Schwemmfächer

Das nördliche Vorland der Henry Mts. ist zwar mit einem dichten Gerinnenetz überzogen, doch greifen nur die Einzugsgebiete des Bull Creek im Osten und des Birch Creek im Westen bis in Höhen über 3.000 m zurück. Beide Gebirgsbäche haben am Austritt ins Vorland mächtige Schwemmfächer aufgeschüttet, wobei der des Bull Creek mehrere Hauptabflüsse in nordöstlicher und nördlicher Richtung aufweist. Der westliche Flügel ist durch zwei Eintiefungs- und Aufschüttungsphasen untergliedert. Da die Gerinne nur wenige Meter in diese Akkumulationsflächen eingeschnitten sind, wird den Schwemmfächern ein wisconsinzeitliches Alter zuerkannt. Die tiefergelegenen Teile des westlichen Bull Creek-Schwemmfächers werden als spät-wisconsinzeitlich eingestuft. Dies gilt auch für die Aufschüttung des Mc. Clellan Wash, die zwischen den beiden Loben des Hauptblockgletschers ansetzt und daher erst nach deren wisconsinzeitlicher Entstehung gebildet wurde.

Die Ausläufer des Bull Creek-Schwemmfächers reichen knapp 8 km weit ins Vorland und enden hier in ca. 1.500 m. Zahlreiche vom Dirty Devil River zurückgreifende Gerinne haben die distalen Teile der Akkumulationsfläche in einzelne Segmente aufgelöst. Die im allgemeinen am Gebirgsfuß endenden Gerinne belegen das relativ junge Alter des Schwemmfächers. GODFREY (1969, 1980) kartierte ihn größtenteils als früh-pleistozäne Ablagerung, SCHMIDT (1992, vgl. Abb. 2) als jungtertiäres Pediment.

Der Birch Creek verfügt über ein erheblich kleineres Einzugsgebiet, so daß auch sein Schwemmfächer eine wesentlich kleinere Fläche einnimmt, die durch die sich weit ins Vorland erstreckenden periglazialen Schuttrücken begrenzt ist. Da das distale Vorland des Birch Creek-Schwemmfächers aus Tonschiefer besteht, ist die rückschreitende Erosion besonders begünstigt. Die Anlage des Jet Basin ist aufgrund der weit fortgeschrittenen Ausräumung als präwisconsinzeitlich einzustufen.

4.2.2 Pedimente

Die distalen Ausläufer der Schwemmfächer – dies gilt insbesondere für den Birch Creek-Schwemmfächer – werden von schmalen, deutlich höheren schuttbedeckten Riedeln überragt. Ihre Akkumulationskörper unterscheiden sich von denen der Schwemmfächer durch differenzierten Aufbau und das Oberflächengefälle. Weisen die steiler geneigten Schwemmfächer selbst in ihrem proximalen Teil Ansätze einer Schichtung und Sortierung auf, so zeigen die Schuttdecken der Riedel Merkmale eines torrentiellen Transportes. Auch ist ihr Anteil an kantengerundeten Grobgeröllen wesentlich größer. Die Riedel stellen Relikte mehrerer

Schuttpedimentniveaus dar, die aufgrund des starken Auflösungsgrades und ihrer topographischen Lage zu den Schwemmfächern prä-wisconsinzeitlichen Akkumulationsphasen zuzuordnen sind. Den durchschnittlich 5 bis 10 m mächtigen Geröllkörpern liegen auch häufig äolische Sedimente auf, die wiederum von einer lockeren Schotterstreu bedeckt sind. Der Basisschutt ist meist kalkverbacken; eine polyzyklische Sedimentation der Akkumulationskörper ist daher naheliegend.

Dem Bull Creek-Schwemmfächer sind vor allem im Westen einzelne, relativ stark aufgelöste Pedimentrelikte vorgelagert. Diese entsprechen in Ausbildung und Höhenlage denen des westlichen Vorlandes. Hinzu treten hier noch zwei Reste eines ursprünglich erheblich höher gelegenen Akkumulationsniveaus: Im proximalen Teil des Bull Creek-Schwemmfächers überragt eine nur wenige m² große Schuttkappe in 1.790 m ü.M. die wisconsinzeitliche Aufschüttung um 50 m (vgl. Abb. 4). Zusammensetzung und Größe des Materials sprechen für ein ehemaliges Schuttpediment. Ob das von GODFREY (1980) vermutete plio-pleistozäne Alter zutrifft, muß allerdings dahingestellt bleiben. Ein weiteres älteres Pedimentrelikt befindet sich im stark aufgelösten distalen Teil des Bull Creek-Schwemmfächers (vgl. Abb. 4). Der Höhenunterschied zwischen beiden Akkumulationsflächen beträgt hier 70 m. Nördlich des Bull Creek-Schwemmfächers treten keine weiteren größeren Schuttpedimentreste mehr auf. Die von SCHMIDT (1988, Abb. 20; 1992, Abb. 2) großflächig eingetragenen Pedimentschotter in der Umgebung des "Adams Butte" (1.548 m ü.M.) werden als Ausläufer des spät-wisconsinzeitlichen Schwemmfächers gedeutet.

5. Der morphologische Aufbau des zentralen nördlichen Vorlandes

Die Morphogenese des zentralen nördlichen Vorlandes soll exemplarisch am Beispiel des Birch Creek-Entwässerungssystems vorgestellt werden (vgl. Abb. 5). Im Gegensatz zu den kleinräumig erhaltenen Pedimentresten im Einzugsgebiet des Bull Creek schließen sich nördlich des Birch Creek-Schwemmfächers mehrere schmale, zum Teil einige Kilometer lange Schuttpedimentriedel an. Sie werden im folgenden als Birch Creek-Pediment bezeichnet und setzen in ca. 1.650 m Höhe ein und fallen kontinuierlich bis auf knapp 1.430 m ü.M. ab. Der Höhenabstand zwischen Schotteroberfläche und der rezenten Talsohle des Birch Creek nimmt von 25 m im proximalen Teil des Vorlandes bis auf 60 m am Abfall zum Fremont River zu. Allerdings weisen die Oberflächen der durch Erosionsrinnen getrennten Riedel Höhenunterschiede bis zu 10 m auf, so daß es sich unter Umständen um zwei bis drei Niveaus handeln kann. Zwischen diesen auf Ton-schiefer abgelagerten Schuttkappen und dem Birch Creek befindet sich ein bereits in mehrere Relikte aufgelöster Sandsteinriedel, dessen nördlichster Vorposten eine besonders mächtige Schuttbedeckung von 15 m aufweist. Es handelt sich um

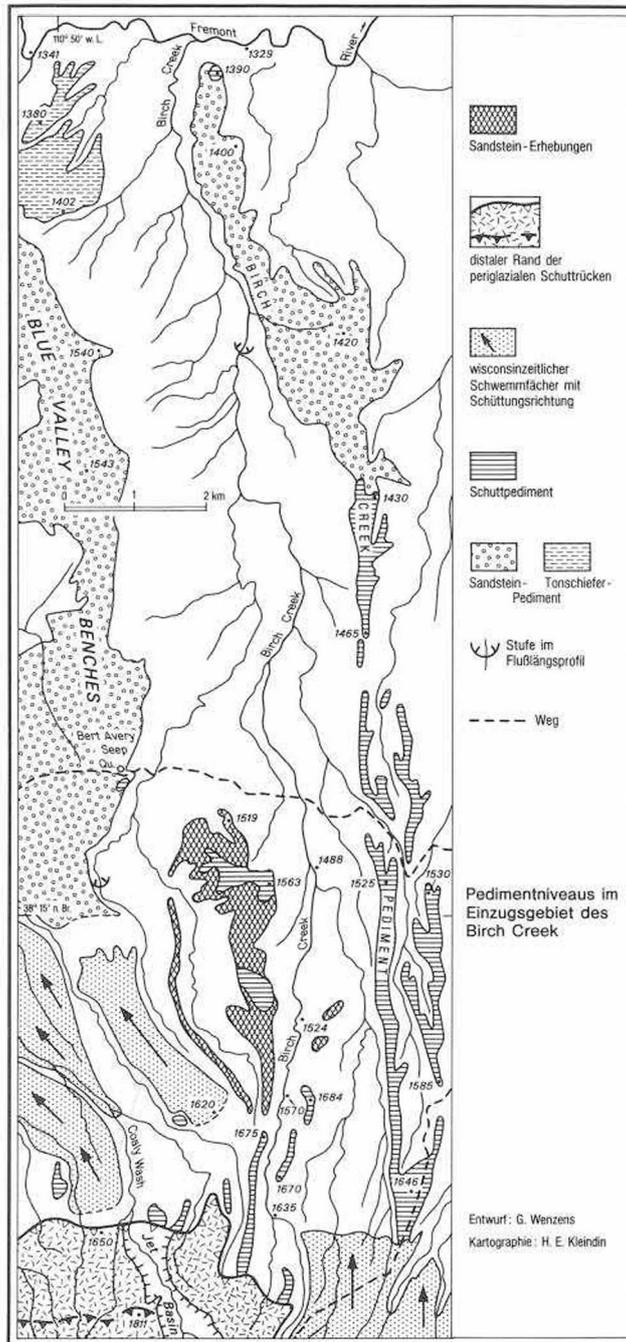


Abb. 5: Pedimentniveaus im Einzugsgebiet des Birch Creek

den höchsten erhaltenen Schuttpedimentrest im zentralen Teil des Vorlandes. Mit 1.684 m ü.M. überragt seine Oberfläche den rezenten Talboden des Birch Creek um 110 m. Sowohl seine Höhenlage als auch der Grad der erosiven Zerschneidung weisen auf ein mindestens mittelquartäres Alter hin, GODFREY (1969, S. 47 f.) vermutet sogar ein pliozänes-pleistozänes Alter.

Den Übergang zwischen den Ausläufern der periglazialen Schuttakkumulationen, die den Table Mts. vorgelagert sind, und den Blue Valley Benches nehmen Schwemmfächer ein. Sie wurden von Gerinnen sedimentiert, die nach Westen zum Town Wash ausgerichtet sind. Den sehr geringmächtigen Ablagerungen, in die sich die rezenten Gerinne nur wenige Meter eingetieft haben, wird ein wisconsinzeitliches Alter zugesprochen. Aufgrund der kleinen Einzugsgebiete der Gerinne laufen die Schwemmfächer auf der nackten Sandsteinoberfläche der Blue Valley Benches aus. Diese erstrecken sich weit nach Norden und brechen in einer Entfernung von 2,5 km vom Einschnitt des Fremont River in 1.525 m ü.M. nahezu senkrecht 185 m zum rezenten Vorfluter ab (vgl. Abb. 6). Die relativ junge Schuttauflage im proximalen Teil des offensichtlich recht alten Pedimentes spielt bei den Ausführungen von HUNT et al. (1953) und von GODFREY (1969) zur Pedimentgenese eine entscheidende Rolle. Es handelt sich aber um Ausnahmefälle, die nicht verallgemeinert werden können.

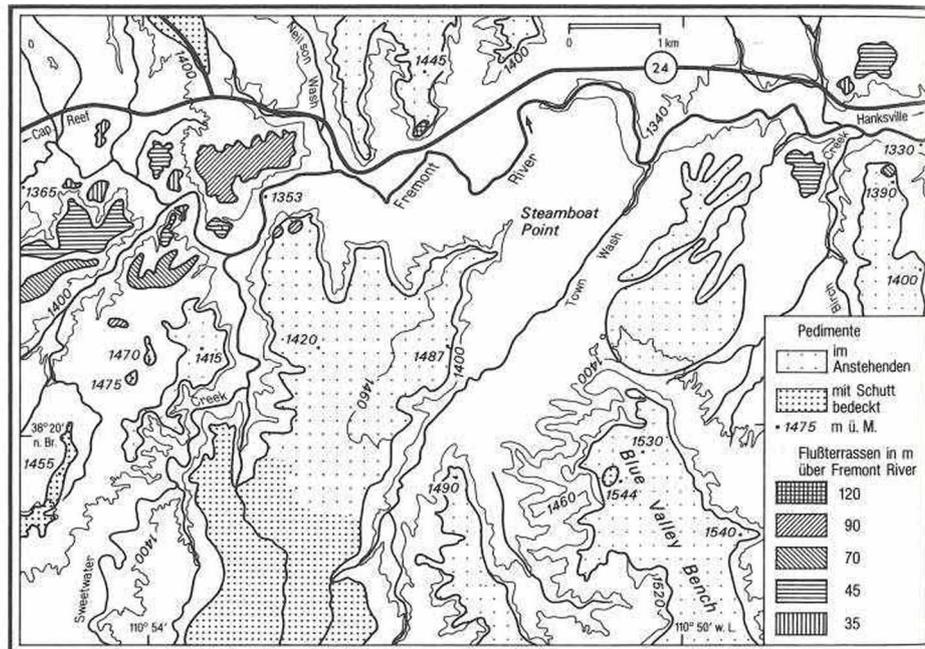


Abb. 6: Pedimentniveaus und Flußterrassen des Fremont River

Allerdings haben weder GODFREY (1969) noch SCHMIDT (1988, 1992) die Sandsteinriedel in ihre Überlegungen zur Entstehung der Pedimente einbezogen, sondern sie als Strukturformen gedeutet, die in keiner genetischen Beziehung zur Fußflächenbildung stehen. Alle Sandsteinriedel des nördlichen Vorlandes waren jedoch ursprünglich mit Ablagerungen bedeckte Schuttpedimente, deren Sedimentkappe meist bis auf isolierte Reste erodiert wurde, so daß sie heute als Felspedimente in Erscheinung treten. So weist auch der distale Ausläufer der Blue Valley Benches in 1.544 m Höhe (vgl. Abb. 6) eine ca. 8 m mächtige, vorwiegend aus groben Porphyren zusammengesetzte Schuttdecke auf. Sie zeigt, daß sich zur Zeit ihrer Sedimentation das Schuttpediment vom Gebirgsfuß bis zum Vorfluter erstreckte. Da der Schutt nicht dem Sandstein, sondern einer Tonschieferschicht aufliegt, hat im Zuge der Schuttbeseitigung auch eine flächenhafte Tieferlegung des ursprünglichen Tonschieferpedimentes um ca. 10 m stattgefunden.

Die unterschiedlich hoch über dem rezenten Flußniveau aufragenden und steil abbrechenden Sandsteinpedimente werden durch weite, im Tonschiefer angelegte Ausräumungsbuchten getrennt. Je nach den vorherrschenden Abtragungsbedingungen findet in diesen Buchten entweder eine badlandartige Linearerosion statt oder eine flächenhafte Denudation zu Felspedimenten auf Tonschiefer. Insgesamt dominiert die Felspedimentbildung, so daß zwischen den Sandsteinriedeln mehrere jüngere Pedimentniveaus ausgegliedert werden können. Die durch schwach eingetiefte Gerinne erzeugte Tonschieferfläche ist vor allem im vorfluternahen Teil des Vorlandes zu beobachten (vgl. Abb. 5). Dagegen wirkte sich die unterschiedliche Gesteinshärte von Sandstein und Tonschiefer während der Anlage der älteren, sich vom Gebirgsfuß bis zum Fremont River erstreckenden Pedimente nicht auf die Oberflächenformung aus. Dies zeigt das bereits beschriebene Birch Creek-Pediment, das am distalen Ende des wisconsinzeitlichen Schwemmfächers in 1.650 m ansetzt und in 1.430 m als langgestreckter Schuttpedimentriedel auf Tonschiefer endet. Hier läuft die Schuttbedeckung stufenlos auf einem breiten Felspediment im Dakota-Sandstein (vgl. Abb. 2) aus, das sich fast bis zum Fremont River, wo es in 1.390 m, d.h. 60 m über dem rezenten Flußbett, abbricht. Auch hier liegt im distalen Teil dieses Felspediments noch ein Rest der ursprünglichen Schuttbedeckung vor (vgl. Abb. 5). Es handelt sich um einen fluviatilen Akkumulationskörper, der sowohl aus höchstens kantengerundeten Porphyren aus den Henry Mts. als auch aus gut gerundeten Geröllern, insbesondere Basaltblöcken aus den High Plateaus besteht.

Seit der Anlage dieses Schuttpediments sind zwei unterschiedliche Erosionsprozesse wirksam gewesen:

1. Im Bereich der Tonschiefer hat die lineare Zerschneidung zur weitgehenden Auflösung der Pedimente geführt, so daß nur noch schmale Riedel mit ursprünglicher Schuttbedeckung vorhanden sind.

2. Jene Teile des Pediments, die Sandsteine als Basis der ehemaligen Schuttbedeckung aufweisen, sind zwar in größerer Ausdehnung erhalten, jedoch haben flächenhaft wirkende Abtragungsprozesse die ursprüngliche Schuttauflage bis auf isolierte Relikte beseitigt. Der Prozeß des Überganges von Schuttpedimenten in Felspedimente läuft auch noch rezent ab: Während im distalen Teil des Blue Valley Bench-Pediments bis auf isolierte Relikte der anstehende Sandstein die Oberfläche bildet, liegt im vorfluterferneren Bereich eine an Mächtigkeit zunehmende Schuttdecke auf. Diese kann entweder ursprünglich das Pediment fossilisiert haben oder auch – wie gezeigt – wesentlich jünger sein und eine bereits freigelegte Pedimentfläche erneut überziehen.

6. Genese und Alter der Pedimente im nördlichen Vorland der Henry Mts.

Die rezenten morphologischen Prozesse, insbesondere die flächenhaft wirkende Gerinne-Eintiefung im vorfluternahen Bereich zeigen, daß die Bildung von Pedimenten in Tonschiefer unter den gegenwärtigen ariden Bedingungen möglich ist. GRAF (1983, S. 373 f.) weist darauf hin, daß in den letzten 100 Jahren die während starker Fluten tiefergelegten Gerinne später wieder aufsedimentiert wurden.

Dagegen ist ein Schutt-Transport in den Gerinnen im Bereich des distalen Vorlandes eine seltene Ausnahme. Nach GODFREY (1969, S. 60) befinden sich weiter als 5,5 km vom Gebirgsrand entfernt im Flußbett des Birch Creek keine Porphyrgerölle mehr. Auch der Talboden des Fremont River weist so gut wie keine Grobklastika auf. Die Verzahnung von Porphy- und Basaltgeröllen in den Terrassen des Fremont River setzt daher völlig andere Abflußbedingungen voraus, bei denen ein durchgehender Schutttransport vom Gebirgsrand bis zum 20 km entfernten Vorfluter erfolgte. Überträgt man den krassen Temperaturgegensatz zwischen Winter- und Sommerhalbjahr auf die quartären Kaltzeiten, so fand damals in den Sommermonaten aufgrund der Schneeschmelze ein konzentriert hoher Abfluß statt, der in der Lage war, entsprechend große Materialmengen aus dem Gebirge zum Vorfluter zu transportieren.

Fluviatile Akkumulationskörper des Fremont River, die sowohl Material aus den Henry Mts. enthalten, das sich durch geringe Größe und Rundung der Grobklastika von den Geröllen aus den High Plateaus unterscheidet, lassen sich zwischen der South Caineville Mesa und Hanksville zu Niveaus von 120 m, 90 m, 60-70 m, 45 m, 35 m, 20 m und 12 m über dem rezenten Flußbett zusammenfassen. Die beiden unteren Terrassen sind in der Abbildung 6 nicht dargestellt.

Von besonderer Bedeutung für die zeitliche Einordnung der Flußterrassen und Pedimentniveaus ist die Zusammensetzung der 90 m-Terrasse. Sie enthält nämlich auffallend viele große Basaltblöcke (über 50 cm Ø). Sie werden in der Literatur als Auswaschungsprodukt aus den Endmoränen der High Plateau-Ver-

gletscherung gedeutet. Nach DENNY & FLINT (1958) wäre daher die 90 m-Terrasse wisconsinzeitlich, nach SMITH et al. (1963) illinoianzeitlich. Beide Datierungen sind jedoch in Anbetracht des Grades der erosiven Aufzehrung, der Terrassenhöhe und der Zahl der tiefergelegenen Terrassen- und Pedimentniveaus unwahrscheinlich. Folgt man dagegen der Argumentation RICHMONDS (1986, S. 119), derzufolge die älteste Vergletscherung der High Plateaus wahrscheinlich noch vor dem Illinoian, die nächste vermutlich im Illinoian stattfand, so würde die Akkumulation der 90 m-Terrasse in der drittletzten Kaltzeit und der 60-70 m-Terrasse in der vorletzten Kaltzeit erfolgt sein – eine Altersabschätzung, die durchaus für das Birch Creek-Pediment zutreffen könnte.

Allerdings wird noch zu überprüfen sein, ob der Transport der über 50 cm Ø großen Basaltblöcke nur im Zusammenhang mit dem Schmelzwasserabfluß der High Plateau-Vergletscherungen möglich war. Bei einer exemplarischen Überprüfung der Terrassenniveaus flußaufwärts im Bereich der Capitol Reef Monoklinale konnten im Engtal des Fremont River im Mündungsgebiet des Grand Wash (highway 24: mile 83,5) fünf Niveaus ausgegliedert werden, wobei hier selbst der höchstgelegene Akkumulationskörper zahlreiche bis zu 1 m Ø große Basaltblöcke, die zum Teil intensiv verwittert sind, enthält. Die hohe Lage der Basaltblöcke – mit 140 m über dem rezenten Talboden befindet sich die Terrasse im oberen Talhangbereich – läßt beim gegenwärtigen Kenntnisstand zur Vergletscherung der High Plateaus nur den Schluß zu, daß der Transport großer Basaltblöcke zwar durch kaltzeitlich erhöhte Abflußdynamik, jedoch unabhängig von Vergletscherungen erfolgte.

Diese Interpretation steht auch im Einklang mit den Geländebefunden, die ergaben, daß auch die Schuttbedeckung der Sandstein- und Tonschieferpedimente der nördlichen Henry Mts. unter kaltzeitlichen Bedingungen stattfand, die Anlage der Felspedimente dagegen unter ariden Bedingungen in den Warmzeiten. Es bestätigen sich somit die Auffassungen von HUNT et al. (1953) und GODFREY (1969) insofern, daß Anlage und spätere Verschüttung der Pedimente zwei unabhängig voneinander stattfindende Prozesse darstellen, die allerdings durch unterschiedliche Klimabedingungen gesteuert wurden. Dies muß jedoch nicht unbedingt implizieren, daß jedem Glazial-Interglazial-Zyklus ein Pedimentniveau zuzuordnen ist. Zumindest im proximalen Teil des Vorlandes können die mehrgliedrigen Akkumulationskörper der Pedimente dahingehend interpretiert werden. Mit Höhenlagen von maximal 185 m, 110 m, 70 m und 50 m über den Gerinnebetten können diese mit Ausnahme des Birch Creek-Pedimentes nicht ohne weiteres mit den entsprechenden Flußterrassen des Fremont River korreliert werden. Höhenlage und Zahl der Flußterrassen lassen sich auch deshalb keineswegs auf die Anzahl der Pedimente übertragen, da erstere vom Verhalten des Vorfluters, dem Fremont River, die Pedimentbildung aber von überregionalen Klimaschwankungen gesteuert wurde. Hinzu kommt, daß im proximalen Teil des Vorlandes das weitflächige Vordringen periglazialer Massenbewegungen einschließlich der Blockgletscher eine gleichmäßige flächenhafte Ausbreitung des Schuttes verhinderte. Die Ausbildung von

Schwemmfächern in der letzten Kaltzeit wurde darüber hinaus durch die Festlegung der beiden Hauptgerinne Birch Creek und Bull Creek begünstigt. Die von HUNT et al. (1963) und GODFREY (1969) rekonstruierten mehrfachen Umleitungen der Hauptgerinne bestätigen, daß für das nördliche Vorland im Quartär flächenhaft wirkende Abtragungs- und Verschüttungsprozesse charakteristisch waren.

In dieser Hinsicht unterscheidet sich die Reliefentwicklung des nördlichen vom östlichen Vorland der Henry Mts. beträchtlich: Hier hat die vom Colorado ausgehende starke Tiefenerosion nicht nur den Dirty Devil River bis zum Upper Sand Slide (vgl. Abb. 3) erfaßt, sondern die rückschreitende Erosion hat sich auch schon auf die Vorlandflüsse ausgewirkt und dort cañonartige Talformen (Poison Spring Cañon, Beaver Cañon usw.) geschaffen. Wenn dadurch die erhaltenen Pedimentreste, wie z.B. der Cedar Point (1.791 m ü.M.) fast 600 m höher als der Talboden des Dirty Devil River liegen, so kann daraus keineswegs ein entsprechend höheres, etwa ein tertiäres Alter der Fußfläche abgeleitet werden. Allerdings weist auch die Vielzahl der Terrassenniveaus am Fremont River, insbesondere die Höhe des Blue Valley Bench-Pedimentes (185 m über Flußauflage) auf eine beträchtliche quartäre Tieferlegung zumindest des distalen Teils des nördlichen Vorlandes hin. Nach HUNT et al. (1953) stellt die 470 bis 500 m über den rezenten Talboden gelegene Oberfläche der beiden Tafelberge Caineville Mesa das pliozäne Ausgangsniveau dar. Als Auslöser der folgenden Tiefenerosion kommt nur die quartäre Heraushebung der High Plateaus in Betracht. Dies würde auch erklären, warum die Henry Mts. eventuell nur während der mittelquartären Kaltzeiten vergletschert waren und erst in jüngerer Zeit im Sinne von KOTTELSKI et al. (1965) in den Regenschatten der Boulder Mts. gerieten.

7. Zusammenfassung

Die Pedimente im nördlichen Vorland der Henry Mts. sind im Quartär entstanden, wobei das 185 m über dem Fremont River gelegene Blue Valley Bench-Pediment das älteste Relikt der quartären Reliefentwicklung darstellt. Die Schuttdecken der tiefer gelegenen Pedimentniveaus verzahnen sich mit den fluviatilen Ablagerungen des Fremont River, die als Terrassen in 120 m, 90 m und 60-70 m über dem rezenten Talboden in Erscheinung treten und als alt- bzw. mittelquartärzeitlich eingestuft werden. Damals fand im gesamten Vorland unabhängig von den Gesteinsunterschieden ein Wechsel zwischen flächenhafter Einebnung unter ariden Bedingungen und anschließender kaltzeitlicher Schuttbedeckung statt. Die kaltzeitlich erhöhte Abflußdynamik wird durch den Transport großer Basaltblöcke im Fremont River angezeigt. Im nördlichen Vorland der Henry Mts. kommt es gleichzeitig zur Ablagerung größerer periglazialer Schuttmassen, einschließlich des Vorstoßes von Blockgletschern.

Spätestens im Wisconsin war der Verlauf der Hauptgebirgsbäche, deren Sedimentfracht in den früheren Kaltzeiten fächerförmig im Vorland ausgebreitet

wurde, durch die periglazialen Schuttrücken weitgehend festgelegt; nun kommt es zur Aufschüttung isolierter Schwemmfächersedimente. Ganz andere morphodynamische Verhältnisse liegen im distalen Teil des Vorlandes vor. Hier werden im Jungquartär die Formungsprozesse von den ariden Bedingungen und der Tieferlegung der Erosionsbasis gesteuert: Die aus Sandstein bestehenden Teile der einzelnen Pedimentniveaus werden als Riedel herauspräpariert, wobei allmählich ihre Schuttdecke beseitigt wird. Die Tonschieferpedimente unterliegen gleichzeitig einer starken Ausräumung, während es im flußnahen Teil zur Ausbildung jüngerer Felspedimente kommt. Sie korrespondieren mit Flußterrassen in 45 m und 35 m bzw. 15 m und 12 m über dem Talboden des Fremont River, die als wisconsinzeitlich bzw. holozän eingestuft werden. Zum Rückland hin erfolgt die Tieferlegung nicht mehr flächenhaft, sondern linienhaft: Pedimente werden zerschnitten, einzelne Gerinne setzen sich bis zu den Schwemmfächern und periglazialen Schuttrücken fort.

8. Summary

Gerd Wenzens: Glacial and Periglacial High Mountain Dynamics in the Northern Henry Mountains (Utah, USA) and Their Influence on Their Arid Piedmonts

The pediments in the northern piedmont of the Henry Mts. were formed during the Quaternary. The Blue Valley Bench-Pediment, located 200 m above the Fremont River, represents the oldest relic of the Quaternary relief development. The relics of the debris cover on the lower pediment levels are interlocked with the fluvial deposits of the Fremont River, which appear as terraces 120 m, 90 m and 60-70 m above the recent valley bottom. They are dated as early respectively middle Quaternary. At that time a change between sheet erosion under arid conditions and debris covering in the following cold periods occurred in the whole piedmont irrespective of the lithological differences. An increased flow-off activity during glacial periods is also indicated by basaltic boulders in the Fremont River terraces. Near the mountain front periglacial debris was deposited at the same time, and rock glaciers also advanced. Not later than during the Wisconsin the courses of the main streams had been determined by these periglacial debris ridges. Then the river deposits were accumulated as isolated alluvial fans.

The distal part of the piedmont was however formed under quite different morphodynamic conditions. Here the morphogenesis during the younger quaternary was determined by arid conditions and a lowering of the base level: The parts of the pediments consisting of sandstone appeared as broad divides, and their debris cover was gradually removed. The parts of the pediments consisting of shale were intensively eroded, so that today only narrow ridges are preserved. Only next to

the Fremont River younger rock pediments consisting of shale were formed. They correspond to fluvial terraces 45 m and 35 m respectively 15 m and 12 m above the valley bottom of the Fremont River; they are dated as Wisconsin respectively Holocene. Closer to the mountain front sheet erosion was replaced by linear erosion: the pediments were dissected, some riverlets reach back to the fans and periglacial debris.

9. Literaturverzeichnis

- FLINT R., DENNY Ch. (1958), Quaternary geology of Boulder Mountain, Aquarius Plateau, Utah. In: U.S. Geol. Survey Bulletin, 1061-D., S. 103-164. Washington.
- GILBERT G. (1877), Report on the geology of the Henry Mountains. In: U.S. Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mtn. Region. Washington. 160 S.
- GODFREY A. (1969), Geologic history and processes of fan and pediment development in the northern Henry Mountains piedmont. Unveröff. Diss. d. John Hopkins Univ., Baltimore (Maryland). 98 S.
- GODFREY A. (1980), Debris avalanche deposits north of Mt. Ellen. In: PICARD M. (Hrsg.), Henry Mountains Symposium, Utah (= Geol. Assoc. Public., 8), S. 189-196.
- GRAF W. (1983), Downstream Changes in Stream Power in the Henry Mountains, Utah. In: Annals of the Assoc. of American Geographers, 73, S. 373-387.
- HOHL A. (1970), Periglacial Features and Related Surficial Deposits of Bull Creek Basin, Henry Mountains, Utah. In: Unveröff. Diss. d. John Hopkins Univ., Baltimore (Maryland).
- HUNT C. (1980), Structural and Igneous Geology of the Henry Mountains, Utah. In: PICARD M. (Hrsg.), Henry Mountains Symposium (= Geol. Assoc. Publ., 8), S. 25-106.
- HUNT C., AVERITT P., MILLER R. (1953), Geology and geography of the Henry Mountains region, Utah. In: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 228. 234 S.
- KOTLOWSKI F., COOLEY M., RUHE R. (1965), Quaternary Geology of the Southwest. In: WRIGHT H., FREY D. (Hrsg.), Quaternary of the United States, S. 287-298.
- RICHMOND G. (1986), Stratigraphy and Correlation of Glacial Deposits of the Rocky Mountains, the Colorado Plateau and the Ranges of the Great Basin. In: Quaternary Science Review, 5, S. 99-127.
- SCHMIDT K.-H. (1984), Nachweis junger Krustenbewegungen auf dem Colorado Plateau, USA. In: Berliner Geogr. Abh., 36, S. 119-126.
- SCHMIDT K.-H. (1988), Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus. In: Berliner Geogr. Abh., 49. 183 S.
- SCHMIDT K.-H. (1992), Stepped Pediments in the Henry Mountains, Utah: Gilbert's Equilibrium Concept and Historical Geomorphology. In: Catena Suppl., 23, S. 135-150.
- SHRODER J. jr. (1987), Rock glaciers and slope failures: High Plateaus and La Sal Mountains, Colorado Plateau, Utah, USA. In: GIARDINO J., SHRODER J. jr., VITEK J. (Hrsg.), Rock Glaciers, S. 193-238.
- SMITH J., HUFF L., HINRICKS E., LUEDKE R. (1963), Geology of the Capitol Reef area, Wayne and Garfield Counties, Utah. In: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 363. 102 S.
- WENZENS G. (1978), Zur Genese von Schwemmfächern und Pedimenten in den Basin and Range-Landschaften Nordamerikas. In: Zeitschr. f. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 30, S. 74-92.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: [137](#)

Autor(en)/Author(s): Wenzens Gerd

Artikel/Article: [Der Einfluss kaltzeitlicher Hochgebirgsdynamik auf das aride Vorland der nördlichen Henry Mountains \(Utah/USA\) 203-222](#)