

Documenta naturae

Nr. 199

2017

ISBN: 978-3-86544-199-7 ISSN 0723-8428

**Herausgeber der Zeitschrift Documenta naturae im
Verlag (Publishing House) Documenta naturae - München (Munich)**
Dipl.-Geol. A. Heyng, Alramstr. 30, 81371 München, heyng@amh-geo.de

Berater:

Editor emeritus: Dr. Hans-Joachim Gregor, Daxerstr. 21, 82140 Olching
Editor emeritus: Dr. Heinz J. Unger, Nußbaumstraße 13, 85435 Altenerding

Vertrieb: Dipl.-Ing. Herbert Goslowsky, Joh.-Seb.-Bach-Weg 2, 85238 Petershausen,
e-mail: goslowsky@documenta-naturae.de

Die Zeitschrift erscheint in zwangloser Folge mit Themen aus den Gebieten
Geologie, Paläontologie (Lagerstättenkunde, Paläophytologie, Stratigraphie usw.),
Botanik, Zoologie, Anthropologie, Domestikationsforschung, u.a.

Die Sonderbände behandeln unterschiedliche Themen aus den Gebieten Natur-
Kunst, Natur-Reiseführer oder sind Neuauflagen alter wissenschaftlicher Werke oder
spezielle paläontologisch-biologische Bestimmungsbände für ausgewählte Regionen.

Für die einzelnen Beiträge zeichnen die Autoren verantwortlich,
für die Gesamtgestaltung die Herausgeber.

©copyright 2017 Documenta Verlag. Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist
urheberrechtlich geschützt. Jede Verwendung außerhalb des Urheberrechtsgesetzes
bedarf der Zustimmung des Verlages. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen
jeder Art, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und für Einspeicherungen in
elektronische Systeme.

Gestaltung und Layout: H.-J. GREGOR & A. HEYNG
Umschlagbild: Die neue Art *Picea opallios* und ihr Innenleben

www. documenta-naturae.de

München 2017

Inhalt	Seite
W. FIEST & H.-J. GREGOR: Geologischer Überblick zum Virgin Valley (Sheldon National Wildlife Refuge, Nevada, USA), nebst einem Überblick zu tertiären Floren und Faunen Nevadas und dem Yellowstone Hotspot Track	1-95
H.-J. GREGOR, W. FIEST & G. SEIDL : Eine miozäne Sitka-Fichte – <i>Picea opallios</i> nov. spec. aus der Lee Mine des Virgin Valley (Sheldon National Wildlife Refuges, Nevada, USA)	97-135
Buchbesprechungen von H.-J. GREGOR	137-141

Geologischer Überblick zum Virgin Valley (Sheldon National Wildlife Refuge, Nevada, USA), nebst einem Überblick zu tertiären Floren und Faunen Nevadas und dem Yellowstone Hotspot Track

W. FIEST & H.-J. GREGOR

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. Wolfgang Fiest, Alpenplatz 3, 81541 München, wolfgang.fiest@t-online.de
Dr. Hans-Joachim Gregor, Daxerstr. 21, D-82140 Olching, e-mail: H.-J.Gregor@t-online.de
Die Autoren sind Mitglieder der Paläobotanisch-Biostratigraphischen Arbeitsgruppe im Heimatmuseum Günzburg und im Naturmuseum Augsburg.

Zusammenfassung: Im ausgehenden Unter-Miozän entwickelte sich über einem Hotspot im NW der USA unter Beteiligung von subduzierter Farallon-Platte und kontinentaler Kruste ein ausgeprägter bimodaler Vulkanismus mit Columbia River Flutbasalten (u.a. Grand Ronde-, Imnaha- und Steens-Basalte) sowie sauren bis intermediären Vulkaniten. Der Hotspot wird als "Yellowstone Hotspot" bezeichnet. In NW-Nevada und SE-Oregon brachen in diesem Zusammenhang im Mittel-Miozän vor rund 16,5-15,5 Ma eine Reihe calderaformender rhyolithischer Vulkane aus, sogenannte "Supervulkane". Dies war der Beginn des Yellowstone Hotspot Track in NW-Nevada.

In den drei bearbeiteten Vulkanfeldern bzw. Calderenkomplexen High Rock, McDermitt und Lake Owyhee lagerten sich bis vor 14 Ma innerhalb, zeitweise auch in Senken außerhalb der Calderen vielschichtige Sedimentfolgen, die tuffaceous sedimentary rocks ab. Bentonit, Zeolith, Diatomit, Bims- und kohlige Horizonte, aber auch fluviatile Ablagerungen können im Wechsel miteinander auftreten. Auffallend ist, dass die Vulkanfelder genau im Bereich der Übergangslithosphäre zwischen den $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isoplethen 0,704 und 0,706 liegen.

Häufig finden sich in den Sedimenten Floren- und Faunenreste. Eine Besonderheit stellen uranhaltige, opalisierte Koniferenzapfen des Virgin Valley dar. Die Homogenisierung von Uran und Opal fand in einer spät-pliozänen, postvulkanisch hydrothermalen Phase während tektonischer Aktivitäten im Great Basin statt.

Neuere $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - Datierungen initialer Ignimbrite und anderer Vulkanite sowie anhand geochemischer "Fingerabdrücke" ermittelte Referenzstufe erlauben es, die Einzelereignisse in einem detaillierten zeitlichen Ablauf darzustellen.

Schlüsselwörter: Farallon Platte, Great Basin, Basin & Range, Columbia River Basalt Group, Grande Ronde-, Imnaha- und Steens Basalte, bimodaler Vulkanismus, Yellowstone Hotspot und Yellowstone Hotspot Track, Charles Sheldon Antelope Range, Virgin Valley Caldera, High Rock- und McDermitt Caldera Complex, Lake Owyhee Volcanic Field, Snake River Plain, saurer Rhyolith-Vulkanismus, Ignimbrite, tuffaceous sedimentary rocks, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - Altersdatierungen, Opal, Lagerstätten, neogene Fauna und Flora, Palökologie

Summary: By participation of subducted Farallon plate and continental crust a distinct bimodal volcanism with Columbia River flood basalts (i.a. Grand Ronde-, Innaha- and Steens Basalt) as well as silicic to intermediate volcanites evolved above a hotspot in the NW of the USA at the end of the lower Miocene. This hotspot is called the “Yellowstone hotspot”. In NW-Nevada and SE-Oregon a series of caldera-forming rhyolitic volcanos, so called “super-volcanos”, erupted in mid Miocene about 16,5 to 15,5 Ma before. This was the beginning of the Yellowstone hotspot track in NW-Nevada.

In the three edited volcanic fields, respectively caldera complexes High Rock, McDermitt and Lake Owyhee a multilayer sediment sequence, the tuffaceous sedimentary rocks, was deposited inside, occasionally also in depressions outside the calderas before 14 Ma.

Bentonite, zeolite, diatomite, pumice- and carbonaceous layers, as well as fluviatile sediments can appear in alternating sequence. It is remarkable, that the volcanic fields lay exactly in the sector of the transitional lithosphere between the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -0,704 und 0,706 isopleths. In the sediments there are numerous relicts of fossil fauna and flora. A special feature are uranified and opaled cones of conifers in the Virgin Valley. The homogenization of uran and opal took place in a late Pliocene postvolcanic hydrothermal stage during tectonic activities in the Great Basin. Latest $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -age analyses of initial ignimbrites and other volcanites, as well as geochemical “fingerprints” of reference-tuffs enable to reveal the specific events in a cycle.

Key words: Farallon Plate, Great Basin, Basin & Range, Columbia River Basalt Group, Grand Ronde-, Innaha- and Steens Basalt, bimodale volcanism, Yellowstone hotspot and Yellowstone hotspot track, Charles Sheldon Antelope Range, Virgin Valley Caldera, High Rock- and McDermitt Caldera Complex, Lake Owyhee Volcanic Field, Snake River Plain, silicic rhyolite volcanism, ignimbrites, tuffaceous sedimentary rocks, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ages, opal, mineral deposits, neogene fauna and flora, paleocology

Inhalt	Seite
1 Einleitung	5
2 Geologische Entwicklung NW Nevadas	5
2.1 Farallon Platte und Great Basin	5
2.2 Yellowstone Hotspot und Columbia River Basalt Group	6
2.3 Yellowstone Hotspot Track und die SW` Calderen-Komplexe	9
2.3.1 High Rock Caldera Complex	10
2.3.2 McDermitt- und Whitehorse Caldera Complex	17
2.3.3 Lake Owyhee Volcanic Field	19
2.3.4 Snake River Plain und Yellowstone Volcanic Field	21
2.4 Lagerstättenbildungen in den neogenen, rhyolithischen Calderen	23
3 Faunen und Floren sowie Standort und Biotop	26
3.1 Faunen	26
3.1.1 Massacre Lake Local Fauna	26
3.1.2 High Rock Canyon Local Fauna	27
3.1.3 Virgin Valley Local Fauna	27
3.1.4 Thousand Creek Local Fauna	28
3.1.5 Sucker Creek Lokal Fauna	29
3.1.6 Eastgate Local Fauna	29
3.2 Floren	29
3.2.1 Virgin Valley Flora	29
3.2.2 Sucker Creek- und Trout Creek-Floren	30
3.2.3 Middlegate Flora	31
3.2.4 Aldrich Station Flora	31
3.2.5 Upper Cedarville Pit River Flora	31
3.2.6 Weitere Floren im Überblick	31
3.2.7 Auswertung der genannten Floren	32
3.3 Paläoökologische Ergebnisse	32
3.3.1 Standort und Biotop	32
3.3.2 Florenzusammensetzung	35
3.3.3 Klima	37
Tabellen 1-18	38
Abbildungen 1-10	51
Literaturverzeichnis	62
Anhänge A und B	71
A: Geologische Standardprofile	71
A1: Virgin Valley und High Rock Caldera Complex	71
A2: McDermitt Caldera Complex	82
A3: Lake Owyhee Volcanic Field	86
B: Tuffaceous sedimentary rocks (Tst) und ihre Äquivalente	87
B1: Virgin Valley Formation	87
B2: Thousand Creek Formation	89
B3: Trout Creek Formation	90
B4: Sucker Creek Formation (auch Succor Creek Formation genannt)	91
B5: Alterseingrenzung der tuffaceous sedimentary rocks (Tst)	93

1 Einleitung

Einführung

Alles begann mit dem Fund von fossilen Zapfen aus schwarzem Feueropal auf einem Messestand. Als Paläobotaniker hat man einen Blick für besondere Fossilien – und die sahen so aus. Der erste Ankauf wurde getätigt und von da an kam eine Bearbeitung der Funde in die Gänge. Frau G. SEIDL, die Besitzerin der Zapfen, erzählte, dass sie jedes Jahr eine Exkursion für Interessenten nach USA mache, um im Gebiet des Virgin Valley (vgl. Abb. 1,2) Fossilien zu suchen und opalisierte Fossilreste zu finden – eine manchmal mühsame Arbeit. Eine weitere gute Zusammenarbeit führte zur Erweiterung der Befunde durch Proben, Fotos und Daten zu den Fundumständen. Virgin Valley – da hatte ja HUBER (2006) vor kurzem schon Fossilfunde mitgeteilt, aber die vorliegenden opalisierten Zapfen heischten nach weiterer Bearbeitung. Dazu brauchte man geologische Daten und Autor FIEST machte sich daran, die Spur aufzunehmen, amerikanische Literatur zu sichten, alte Daten zu überprüfen und neue zu übernehmen sowie die vorliegende Arbeit zu beginnen (die häufig verwendeten Anglizismen werden im Text nicht extra hervorgehoben).

Im guten Teamwork wurden sowohl diese Arbeit als auch die im selben Heft vorliegende Bearbeitung der Zapfen vollendet und können hier vorgelegt werden.

Allgemeines zum Thema

Die Virgin Valley Caldera ist das Ergebnis eines explosiv rhyolithischen Vulkanausbruchs direkt über dem Yellowstone Hotspot, vor rd. 16,5 Ma. Das Virgin Valley hat sich in die sedimentäre Calderenfüllung erosiv eingegraben. Die bedeutende Stellung der Caldera innerhalb des Yellowstone Hotspot Tracks wurde erstmals von CASTOR & HENRY (2000) veröffentlicht.

Bekannt wurde das Virgin Valley einerseits durch seine Uranvorkommen andererseits durch die uranhaltigen, opalisierten Pflanzen-Fossilien. Gewöhnlicher Opal tritt verbreitet in den eingeschwemmten Aschen und Tuffen der tuffaceous sedimentary rocks auf. Der begehrte „Edelopal“ findet sich hingegen, meist horizontbeständig, in eingewehten Aschen und Tuffen, die in situ und unter Wasserbedeckung zu Bentonit umgewandelt wurden.

Danksagung

Wir bedanken uns ganz herzlich bei Frau Gudrun SEIDL (Sandstr. 19, 21502 Geesthacht, (gudrun.seidl@t-online.de), die den Anstoß zu dieser Arbeit gegeben hat. Viele Jahre lang hat sie Exkursionen in die Opalregion Virgin Valley geleitet, die fossilen Zapfen und Hölzer dort gesammelt und diese an das Naturmuseum Augsburg gegeben.

Dem Leiter des Naturmuseums, Dr. Michael Rummel, danken wir für die Möglichkeit, alle Fossilfunde untersuchen und publizieren zu können und der facebook-Gemeinschaft “Virgin Valley Opal Mines“ aus Denio, NV für erste dienliche Literaturhinweise.

2 Geologische Entwicklung NW Nevadas

2.1 Farallon Platte und Great Basin

Die flache Subduktion der Farallon Platte unter den nach W wandernden Nordamerikanischen Kontinent dauerte seit dem Mesozoikum an. Als vor rd. 25-30 Ma der Ostpazifische Rücken zwischen Pazifischer- und Farallon Platte mit dem Kontinent kollidierte, wurde das Spreadingzentrum der Farallon Platte ausgelöscht und die etwa NNW-SSE verlaufende San-Andreas-Transformstörungszone angelegt. Damit endete die Periode, in der durch Subduktion

der Farallon Platte massiver Druck auf die Nordamerikanische Kontinentalplatte ausgeübt wurde.

Der große geologische Wandel wirkte sich ab ca. 17 Ma allmählich auch auf das Great Basin aus, das nun langsam gedehnt wurde. Die markante Basin & Range-Topographie, die etwa N-S bis NE-SW verlaufenden Graben- und Horst-Strukturen entstanden jedoch frühestens vor 12 Ma. In NW-Nevada vermutlich erst ab dem Pliozän vor rd. 5 Ma.

Nach COLGAN et.al. (2004) setzte die Ausbildung der Basin & Range-Tektonik in der Santa Rosa Range zwischen 10 und 8 Ma ein und dauerte die nächsten 7,5 Ma an. In der Pine Forest Range begann sie vor 12 bis 11 Ma für die nächsten 7 Ma (COLGAN et.al. 2006). Beide Gebiete liegen E´ des Virgin Valley (vgl. Abb.5).

Die im NW des Great Basin gelegenen Warner Range und Surprise Valley lieferten EGGER & MILLER (2011) den Schlüssel für die Entwicklung des NW Bereichs von Basin & Range. Seit dem mittleren Miozän bis heute bildet die Surprise Valley-Störung die westlichste Grenze der Basin & Range-Ausweitung. Einer Dehnungsphase von Mittel- bis Spät-Miozän (14-8 Ma) folgten von 8-3 Ma postvulkanische Tätigkeiten, an die ab 3 Ma eine zweite, weit verbreitete Dehnungsphase anschloss.

Die Ereignisse der Warner Range spiegeln sich im Virgin Valley Gebiet wider. Phase eins umfasst die Diskordanz zwischen Virgin Valley- und Thousand Creek Formation, die nur von Mesa-Basalt-Ausflüssen (10-7,5 Ma) unterbrochen wurde. Während den postvulkanischen Tätigkeiten bildeten sich im Virgin Valley die Opal- und Uran-Vorkommen (um 5 Ma). Der Railroad Point Basalt-Ausbruch fällt in Phase zwei (dazu später).

Bis heute wurde ein Gebiet von etwa 1000 Meilen Länge und 300-600 Meilen Breite gehoben und gedehnt. Man schätzt, dass die Dehnung zwischen 10 und 50 % der ursprünglichen Ausbreitung beträgt, vereinzelt sogar mehr als 100%. Während sie auseinandergezogen wurde, verdünnte sich die Kruste und wölbte sich auf, wofür eine Wärmequelle unter dem Great Basin verantwortlich war.

Hierfür stehen etliche Szenarien zur Diskussion, wie z.B:

- Mantelströmungen, die von subduzierten Teilen der Farallon Platte aufsteigen und sog. backarc-spreading.
- das Great Basin liegt in der N` Verlängerung des Ostpazifischen Rückens, der im Golf von Kalifornien auf die Nordamerikanische Platte (NAP) trifft. Die von der NAP überfahrene Wärmequelle des Rückens sorgte für aufsteigende Mantelströme unterhalb des Great Basin.
- ein Manteldiapir steigt aufgrund seiner großen Hitze und daher geringeren Dichte unter dem Great Basin auf.
- über einem aufsteigenden metamorphen Dom wurden die überlagernden, nicht metamorphen Schichten gedehnt. Sie lösten sich von ihrer Unterlage und glitten in das umgebende Becken ab. Drei dieser metamorphen Dome sind im Great Basin bekannt: Albion-, Raft River- und Grouse Creek Range.

2.2 Yellowstone Hotspot und Columbia River Basalt Group

COBLE & MAHOOD (2011) führen eine Flute vulkanischer Aktivitäten zwischen 23 und 17 Ma darauf zurück, dass die subduzierte Farallon Platte durch einen Mantelplume (Manteldiapir) allmählich gehoben wurde. Als dieser Plume (plume = Feder od. Rauchfahne) vor 17

Ma die Farallon Platte durchbrach, bildete sich unter den Steens Mountain ein "kleinerer" Diapir, auch besser bekannt als Yellowstone Hotspot („heißer Fleck“). Die ältesten rhyolithischen Hotspot-Calderen liegen auf einem schmalen, SSW-NNE verlaufenden Pfad am Übergang des Nordamerikanischen Kratons zu angegliederter ozeanischer Kruste.

Die Produktion saurer Magmen war dort am größten, wo basischen Plume-Magmen in mehr felsische-, z.B. granitische Kruste eindringen und diese aufschmelzen.

PIERCE & MORGAN (1992) erkennen als erste den Zusammenhang zwischen Yellowstone Hotspot und Mantelplume. Sie nehmen an (PIERCE & MORGAN 2009), dass ein Mantelplume aus 1000 km Tiefe nötig war (s.a. WHITE 2010: Fig.1), um das großräumige Bruchgefüge, das mit dem Yellowstone Hotspot Track (YHT) verbunden ist, zu erzeugen. Der Diapir könnte an der Mendocino Triple Junction vor der Küste Kaliforniens, wo Pazifische Platte, San-Andreas-Störung und Cascadia Subduktionszone aufeinandertreffen, entstanden sein. Bevor er die Lithosphäre erreichte, wurde der Kopf des Plume offensichtlich von der nach E einfallenden Farallon Platte abgefangen und 250 km weit nach W abgelenkt (siehe z.B. PIERCE & MORGAN 2009: Abb.6). Danach durchbrach der Plume die subduzierte Platte und hinterließ ein plötzlich abgerissenes Lithosphärenstück. Der N` Teil des abgeleiteten Diapirkopfes (plume-head) verbreiterte sich unterhalb mesozoischer ozeanischer Kruste und förderte Flutbasalte. Dort, wo Basaltschmelze des S` Teils des plume-head von paläozoischer- und älterer Kruste abgefangen wurde und diese aufschmolz, entstanden vor 17-14 Ma Rhyolithmagmen. SHERVAIS & HANAN (2008: Fig.7 u. 8) zeigen Aufstieg und Deformation des plume-head in der Zeit von 17–12 Ma. PIERCE & MORGAN (1992 u. 2009) und SMITH et.al. (2009) bearbeiten die Bildung des Mantelplume sowie Entwicklung und Verlauf des Yellowstone Hotspot Track ausführlich. SMITH et.al. (2009: Fig. 26) verfolgen die Spur des Plumeschlauchs (plume-tail) zwischen 16 Ma bis heute in einer hypothetischen Tiefe von 660 km.

CAMP (2013) diskutiert Argumente für und wider eines Plume-Ursprungs der Magmen und stellt 12 grundlegende Kriterien auf, die widerspruchsfrei erfüllt sein müssen. Er kommt zu dem Schluss, dass einzig die Plume-Theorie PIERCE & MORGAN's (1992) tauglich ist alle Vorgaben zu bedienen, auch wenn die Möglichkeit, dass kleinräumige Konvektionsströme des oberen Mantels um die Farallon Platte herum bzw. hindurch fließen wissenschaftlich alternativ klingt.

Magmenursprung und -genese werden mit Hilfe des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisses bestimmt. Zwei $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isoplethen (0,704 sowie 0,706) sind hier von Bedeutung (s.Abb.4).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -0,704 (Basalt-CSL-“Cenozoic Strontium Line“) zeigt die Grenze von akkretierten Terranen (z.B. Inselbögen oder dünne ozeanische Kruste) im W und der in SE-Oregon, SW-Idaho und N-Nevada zwischen Nordamerikanischem Kraton eingengter Übergangslithosphäre an. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -0,706 kennzeichnet die Grenze Übergangslithosphäre zu Kraton im E (s.a. CAMP & ROSS 2004: Fig.4, SHERVAIS & HANAN 2008: Fig.6, PIERCE & MORGAN 2009: Fig.2).

Rhyolithischer Vulkanismus ist ein oft unterschätzter Bestandteil vieler Flutbasalt-Provinzen. Schmelzen aufsteigende Mantelmagmen kontinentale Kruste auf, können saure Rhyolithe neben basischen Basalten gebildet werden. Dieser bimodale Magmatismus ist für Manteldiapire im kontinentalen Bereich charakteristisch.

Steens Basalte und die ersten miozänen rhyolithischen Vulkanausbrüche, die dem Yellowstone Hotspot zuzurechnen sind, erscheinen im NW der USA nahezu gleichzeitig vor rd. 16,7 Ma.

Die weitaus größten Mengen der Flutbasalte wurden in einem kurzen Zeitraum gefördert. Steens- und Innaha-Basalte zw. 16,7-16,0 Ma, Columbia River Flutbasalte zwischen 16,3–15,0 Ma (COBLE & MAHOOD 2012-a).

Während der Hauptphase der Flutbasalteruptionen verteilten sich daneben auch 3900 km³ saurer Rhyolithe über ein Gebiet von 25.000 km².

Die verschiedenen Flutbasalt-Provinzen werden seit etwa 1979 meist in der Columbia River Basalt Group zusammengefasst. CAMP & HANAN (2008: z.B. Fig.5 und 7) befassen sich mit Genese und Charakteristik der einzelnen Basaltprovinzen.

REIDEL et.al. (2013) revidieren die Columbia River Basalt Group. Diese beinhaltet Steens- (16,9-16,6 Ma) und geographisch daran anschließenden Innaha-Basalte (16,7-16,0 Ma) sowie die Yakima Basalt Subgroup mit Picture Gorge-, Prinville-, Grande Ronde- (16,0-15,6 Ma) und Wanapum-Basalten (15,6-15,0 Ma). Die jüngste Einheit bilden Saddle Mountain Basalte (15-6 Ma). Da Flutbasalte keine datierbaren Sanidine wie etwa Rhyolithe führen, sind nur ungenauere K/Ar-Altersdatierungen möglich.

MAHOOD & BENSON (2016) präzisieren den Förderzeitraum der Steens Basalte aufgrund ⁴⁰Ar/³⁹Ar-datierter zwischengeschalteter Tuffe und überlagernder Magmen auf 16,74 bis 16,55 Ma. Sie errechnen daraus eine jährliche Ablagerungsrate von etwa 0,17 km³.

Nach ARMSTRONG McKAY et.al. (2014) kommt der Columbia River Basalt Group-Vulkanismus somit nicht als Auslöser des vor ca. 16,9 beginnenden Mittelmiozänen Klima-Optimums in Frage. Seine CO₂-Emissionen können dieses jedoch verstärkt und eine Wiedervereisung der Antarktis verzögert haben.

Im Gebiet um die hier besprochenen Calderenkomplexe von High Rock (Virgin Valley) und McDermitt sind nur Steens Basalte ausgebildet. Um Lake Owyhee treten dagegen Innaha- und die SE` Ausläufer der Grande Ronde-Basalte auf (s.Abb.4).

Die Basin & Range Entwicklung hat bei den Magmengenesen keine Rolle gespielt, da nach COLGAN (2006) die Ausbildung der typischen Tektonik nicht vor 12 Ma begann. Die Basin & Range Entstehung ist signifikant jünger als der Hotspot-Vulkanismus in NW-Nevada (COLGAN et.al. 2004).

Sollte das vorher erwähnte Diapirmodell zutreffen, ist keine Beziehung zwischen Basin & Range Tektonik und Yellowstone Hotspot gegeben.

Der Yellowstone Hotspot Track ist eine Aneinanderreihung rhyolithischer Calderen, die sich ausgehend von NW- Nevada über das Dreiländereck Nevada-Oregon-Idaho und die Snake River Plain (SRP) nach NW-Wyoming zur noch immer aktiven Yellowstone Caldera zieht (s.Abb.4). Die Calderen zeichnen genau den Weg des Nordamerikanischen Kontinents über den stets stationären Yellowstone Hotspot nach und verjüngen sich von W nach E. Es sind Ablagerungen aus über 1500 Einzeleruptionen überliefert.

Die Snake River Plain (SRP) entstand nachdem die Magmenkammern der unter ihr liegenden Calderen geleert waren und die Gebiete kollabierten. Oberflächlich gesehen erscheint die SRP ebenfalls als Produkt eines größeren Flutbasaltausbruchs wie das Columbia River Plateau. Überall wo man hinblickt sieht man schwarzen Basalt, der vor rd. 4 Ma bis 15.000 a an N-S

verlaufenden Störungsspalten austrat. Dabei handelt es sich jedoch nur um einen "hellen Sandkuchen, der mit einer dünnen Schokoladenglasur" überzogen wurde.

Näheres über die SRP findet man u.a. bei SHERVAIS & HANAN (2008) und PIERCE & MORGAN (2009).

Eine schon ältere Theorie, die einen vermeintlichen Meteoriteneinschlag vor 17 Ma in SE-Oregon für die Entstehung des Yellowstone Hotspot verantwortlich macht (ALT & HAYND-MAN 2006: 34), hält sich hartnäckig.

An dieser Stelle soll noch kurz auf eine interessante Arbeit von SELIGMAN et.al. (2014) eingegangen werden. Sie bearbeiten Isotopen- und Spurenelement-Daten ($\delta^{18}\text{O}$, ϵHf , Nb/Yb und Th/Yb) von vier eozänen bis oligozänen Eruptionszentren W der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -0,704 und – 0,706 Isoplethen im NW Oregons: Crooked River (32-28 Ma), Wildcat Mountain (40 Ma), Tower Mountain (32 Ma) und Mohawk River (32 Ma) (s. SELIGMAN et.al. 2014: Fig.1).

Die drei erstgenannten Zentren liegen zu weit E, um ihre Magmen auf geschmolzene, subduzierte Farallon Platte und akkretiertes Siletzia Terran zurückzuführen wie etwa Mohawk River Eruptiva, die direkt über der Subduktionszone gebildet wurden. Sie nehmen an, dass diese Calderen infolge des ersten Auftretens des Yellowstone Plume E der Cascaden-Subduktionszone entstanden. So sollen rhyolitische Crooked River Magmen, die den Rhyolithen der Snake River Plain ähneln, direkt vom Yellowstone Hotspot abstammen und Wildcat- wie auch Tower Mountain Magmen durch die Abspaltung und Entspannung (Entgasung) eines Teils der unterliegenden Terrane der Blue Mountains entstanden sein (s. SELIGMAN et.al. 2014: Fig.7).

2.3 Yellowstone Hotspot Track und die SW Calderen-Komplexe

Die Calderen NW-Nevadas und SE-Oregons entstanden in einem kurzen Zeitraum (16,38-15,67 Ma), in dem die Förderung von Steens Basalten bereits eingestellt war und sich die Basalteruptionen (Imnaha Basalte) weiter nach N verlagerten (s.Abb.3). Sie sind am SE Verbreitungsrand der Steens Basalte aufgereiht (s.Abb.4 od. COBLE & MAHOOD 2016: Fig.1).

Es kam zu den unterschiedlichsten gleichzeitigen oder kurz aufeinanderfolgenden vulkanischen Aktivitäten mit großem Magmenspektrum. Trachytische- bis rhyolithische Vulkanite mit peralkalischer bis metalumischer Ausbildung folgen z.B. auf andesitisch bis dacitisch geprägte Magmen.

Initial wirkten Ascheexplosionen und pyroklastische Ströme, die entsprechend als Fall- oder Fließaschen (ash-fall- bzw. ash-flow tuff) überliefert werden. Initiale Fließaschen sind i.d. Regel als Schweißtuffe (welded-tuff) bzw. Ignimbrit s.str. ausgebildet.

In den posteruptiv kollabierten Calderen kamen in der Folgezeit u.a. Kollapsbreccien, Lahare, Hangschutt, postcaldera Laven und Tuffe sowie andere Pyroklastika zur Ablagerung. Häufig durchzogen kleinere Flüsse die Calderen, in deren Umfeld sich Alluvionen ausdehnten. In abflusslosen Seen und Tümpeln setzten sich die unterschiedlichsten Sedimente ab. Dazu zählen Tephra wie Fallaschen, Bims und mafische phreatomagmatische Tuffe, Diatomit, fein laminierte Seetone und Lignit, die in der Kartiereinheit tuffaceous sedimentary rocks zusammengefasst werden (siehe Anhang B). Eingewehte Glasaschen wurden in situ unter limnischer Wasserbedeckung zu Bentonit umgewandelt. In leicht salzhaltigem Milieu entstanden dagegen Zeolithe.

Währenddessen blieb die vulkanische Tätigkeit an reaktivierten Calderarandbrüchen (RFZ-ring fracture zone) und ihrer Umgebung aktiv und es entstanden vor allem im Virgin Valley Gebiet weitere, angrenzende oder sich überlappende Calderen.

Im plattentektonischen Modell von COBLE & MAHOOD (2011) markiert der gleichzeitige saure Rhyolith-Vulkanismus des McDermitt- und High Rock Caldera Complex nicht das Zentrum des auftreffenden Plume-Kopfes, sondern vielmehr seinen Rand, wo er auf dickere, mehr felsische kontinentale Kruste drückt.

COBLE & MAHOOD (2016) nehmen an, dass der High Rock Caldera Complex (HRCC) sowie der McDermitt Caldera Complex (MDCC) dort zu finden sind, wo Steens Basalt-Fördergänge auf Übergangslithosphäre treffen, deren Zusammensetzung ein erhebliches partielles Aufschmelzen zulässt. Steens Basalt-Eruptionen enden kurz bevor die ältesten calderaformenden Ignimbrite im HRCC und MDCC ausbrachen, was darauf hinweist, dass sich einst riesige saure Magmenkörper zusammenballten und die Flutbasalt-Gänge abschnitten.

Der Nachweis der Calderen ist das Ergebnis jahrzehntelanger akribischer geologischer Detektivarbeit. Auch heute noch sind detaillierte geologische Kartierungen unerlässlich. Hier ist die Verbreitung der Intracaldera-Ablagerungen (caldera fill deposits und tuffaceous sedimentary rocks) zusammen mit Ring Fracture-Störungen ein wichtiges Kriterium zur Festlegung der Kesselgrenzen. Zudem sind eine Reihe geophysikalischer, geochemischer und isopenchemischer Untersuchungen nötig. Wie schwierig ein Nachweis trotz modernster Technik sein kann zeigen, z.B. COBLE & MAHOOD (2016: Fig.18).

2.3.1 High Rock Caldera Complex (COBLE & MAHOOD: 2012)

GREEN (1984) beschreibt das geologische Standardprofil sowie die petrographische Ausbildung der Vulkanite und Sedimente im Gebiet des Virgin Valley und der Charles Sheldon Antelope Range. Er untergliedert die Gesteinseinheiten in drei Sequenzen (lower-, middle- und upper sequence), die auch heute noch stratigraphisch auf den High Rock Caldera Complex übertragen werden können (siehe A1).

Gleichzeitig arbeiteten CATHRALL et.al. (1984), PLOUFF (1984) und TOUCHEK et.al. (1984) mit unterschiedlicher Thematik im Umkreis der Range. GREEN (1984) formulierte noch vorsichtig: "Aufgrund der gefundenen geomagnetischen Anomalien, gibt es Hinweise, die es erlauben, die mögliche Existenz von Calderen im Arbeitsgebiet anzunehmen".

Der Begriff High Rock Caldera Complex geht auf ACH & SWISHER (1990) zurück, die in diesem Kontext von verschachtelten, "fehlgezündeten" Calderen im Bereich der High Rock Caldera (heute Hanging Rock Caldera) sprechen.

CASTOR & HENRY (2000) erwähnen die Bezeichnung Virgin Valley Caldera und datieren die Ablagerungen auf 16.5-15,5 Ma.

Die Untersuchungen von NOBLE et.al. (2009) und COBLE & MAHOOD (2008, 2011, 2012-a,b,c) haben gezeigt, dass aus vier sich überlappenden Hauptcalderen, die zwischen 16,4 und 15,7 Ma aktiv waren, ähnlich zusammengesetzte saure Ignimbrite und Laven austraten, wobei sich die vulkanische Tätigkeit von N nach S verjüngte.

COBLE & MAHOOD (2012-c, 2016) schreiben die nach SSW fortschreitende Bildung der Virgin Valley-, Badger Mountain-, Hanging Rock- und Cottonwood Creek Calderen einem Kollaps in Folge der explosionsartigen Eruptionen von Idaho Canyon Tuff (16,38 Ma),

Summit Lake Tuff (16,34 Ma), Soldier Meadow Tuff (16,0 Ma) und Yellow Rock Canyon Tuff (15,7 Ma) zu. Sie fassen diese Kessel zum High Rock Caldera Complex zusammen.

NASH & PERKINS (2012) fertigten über 60 neue $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierungen von Sanidinen und weitere geochemische Analysen überregional verbreiteter Fallascheablagerungen anderer Vulkanzentren an (u.a. Latah-, Mascall-, Rattlesnake-, Bully Creek-, Sucker Creek-, Trout Creek- und Payette-Formation). Die hochpräzisen Werte erlauben es ihnen auch weiter entfernte Ignimbrite bestimmten Vulkanzentren zuzuordnen.

COBLE & MAHOOD (2016) überarbeiteten die Geologie des HRCC, inklusive neuer Geländekartierungen und geochemischer Untersuchungen. Zusätzlich analysierten sie 70 weitere $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Proben rhyolithischer, trachytischer und mafischer Tuffe und Laven. Für saure Alkali-Rhyolithe sind große Sanidin-Einsprenglinge charakteristisch, die für $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierungen verwendet werden. Hierfür diente ihnen 28,02 Ma (28,03±0,08 Ma nach JOURDAN & RENNE 2007) alter Fish Canyon Sanidin als Referenzprobe. Ferner modifizierten sie die petrographische Terminologie von Vulkaniten im sauren peralkalischen bis metalumischen Bereich und passten die stratigraphische Nomenklatur den petrographischen wie genetischen Kennzeichen der Einheiten an (siehe A1 und Abb. 10).

Virgin Valley- (CASTOR & HENRY: 2000) und Badger Mountain Caldera (COBLE & MAHOOD: 2012) liegen beide in der Charles Sheldon Antelope Range. Einheiten der lower sequence erscheinen hier im NW in Fenstern jüngerer Sedimente. Im Liegenden wird Cottonwood Canyon Rhyolite (Trct), darüber die minimal jüngeren Einheiten Round Mountain Andesite (Tar), Bald Mountain Andesite (Tab) sowie Dacit (Td), porphyrischer Basalt (Tbp) und Nut Mountain Rhyolite (Trn/Mlrm) unterschieden. Petrographisch stehen sie zwischen den am NE-Rand der Range auftretenden Steens Basalten und den hauptsächlich peralkalischen Rhyolithen der middle sequence, beginnend mit Idaho Canyon Tuff (Tic/Miic). Tar und Tab sind bis zu 460 m mächtige lokale Einheiten. GREEN (1984) und COBLE & MAHOOD (2016) berichten von zwischengeschalteten schluffigen bis kiesigen Sedimenten im Liegenden von Big Spring Table und beidseitig Craine Creek Valley. Dies deutet darauf hin, dass das Paläorelief nicht groß genug war um größeren Schutt zu erzeugen.

Die Entstehung der Virgin Valley Caldera zu Beginn der middle sequence vor 16,38 Ma, führen NASH & PERKINS (2012) und COBLE & MAHOOD (2012-a, 2016) auf den explosionsartigen Ausbruch von 52 km³ Idaho Canyon Tuff (Tic/Miic) zurück, der in einem gewaltigen pyroklastischen Strom über das Gebiet fegte und eine 24x34 km weite Caldera hinterließ. Wie bei allen vier kesselformenden Ignimbriten des High Rock Caldera Complex handelt es sich petrographisch um verschweißte peralkalische Rhyolithe. Die Tuffe liegen in zwei, leicht unterschiedlichen Ausbildungen (Miic_a und Miic_b) vor, die dabei helfen, die genaueren Vorgänge der Calderagenese zu entschlüsseln. Die Eruptionen begannen im N und NW des Kessels mit dem Austritt höher entwickelter Magmen (Miic_a). Dagegen wurden im SE aus tieferen Bereichen der Magmenkammer in Zusammenhang mit verstärkter Absenkung mehr mafische Varianten (Miic_b) gefördert. In Folge der späteren Big Mountain Tuff (Tbm/Mtbm) Eruptionen entlang der schon z.T. entwickelten E´ Ring-Fracture Zone (RFZ) brach der Kessel über der entleerten Magmenkammer noch weiter ein, während sich die Morphologie im W nicht mehr maßgebend veränderte.

Außerhalb des engeren Calderabereichs, wo der pyroklastische Strom im Gebiet um Catnip Creek und Sage Hen Hills offensichtlich in ein Paläotal flossen, wird er abrupt über 80 m

mächtig. Weiter nach NNE dünnt der Tuff rasch aus und stößt unterhalb Hawks Mt. an die Hawks Valley-Lone Mountain Abfolge (HVLM) (vgl. WYPYCH et.al. 2011). Hier grenzen also jüngerer Idaho Canyon- (16,38 Ma) und älterer Oregon Canyon Tuff (16,55 Ma), der vermeintlich initiale Ignimbrit der McDermitt Caldera aneinander. E` eines ausgeprägten Randbruchs, der bei späteren Hebungen der Calderengebiete entlang der sie umgebenden ringförmigen Störungszone (RFZ) entstand, fehlen in Richtung Pueblo Mts. Ablagerungen von Idaho Canyon Tuff dagegen (s.Abb.6). Sie sind, wie auch jüngere Sedimente, vermutlich schon frühzeitig einem ehemaligen Entwässerungssystem zum Opfer gefallen.

Die Vorkommen SE` und S` der Virgin Valley Caldera interpretieren COBLE & MAHOOD (2016) als outflow Ignimbrit, der sich in einen Vorläufer des heutigen Craine Creek Valley ergoss. In der E` daran anschließenden Pine Forest Range überlagern diese Pyroklastika geringmächtige Vulkanite, die direkt prätertiärem Untergrund aufliegen.

Die Regionen im S und SW werden von jüngeren Mesa-Basalten überdeckt, oder überlappender Badger Mountain Caldera verschleiert, die nur 40.000 a nach der Virgin Valley Caldera vor 16,34 Ma erschien. Der 30x40 km großer Kessel entstand als 31 km³ Summit Lake Tuff (Tsl/Misl) einen pyroklastischen Strom erzeugten, der noch im Umkreis von 100 km zu finden ist.

COBLE & MAHOOD (2016) beschreiben Idaho Canyon- als peralkaline, high-silica alkali rhyolite ignimbrite und Summit Lake-Tuff als peralkaline, low-silica alkali rhyolite ignimbrite. Dies in Kurzfassung.

Schon frühzeitig nach der explosionsartigen Eruption der initialen Tuffe und ihrer pyroklastischen Ströme vor 16,38 bzw. 16,34 Ma kollabierten Virgin Valley- und Badger Mountain Caldera.

In den entstandenen Kesseln bildeten sich verschiedene Sedimentationsräume aus. Neben tiefen aushaltenden bis flachen kurzlebigen limnischen Calderaseen mit versumpften Uferzonen bestanden Landflächen, die von kleineren Flüssen durchzogenen wurden. In dieser Umgebung kamen die sog. tuffaceous sedimentary rocks zur Ablagerung. Das sind Abfolgen halbverfestigter bis verfestigter, lakustriner Sand-, Silt- und Tonsteine meist pyroklastischem Ursprungs. In erster Linie Bentonit, Rhyolith-Bims, Zeolith, Diatomit oder Fallaschen anderer miozäner Vulkanzentren (siehe NASH & PERKINS 2012). Aber auch fluviatile Sande und Schotter. Eine detaillierte Beschreibung der Intracaldera-Sedimente erfolgt in Anhang B.

UNGER, FIEST & NIEMEYER (1990) beschreiben den vorliegenden Bentonit-Typ als in limnische Seen und Tümpel eingewehte, diagenetisch verfestigte und unter Wasserbedeckung zu Motmorillonit bzw. Smektit umgewandelte, also in situ verwitterte rhyolithische bis dacitische Glasaschen.

Untergeordnet sind Lignit, fein geschichteter Seeton, Palagonittuffe und Tuffbreccien Bestandteil der Sedimentabfolge. Gelegentlich lassen sich Lahare oder Paläoböden erkennen. Zumindest für das Virgin Valley fehlen Nachweise von Zeolith und hydrothermalen Bildungen, die auf heiße Quellen, Fumarolen oder Geysire, ähnlich wie im Yellowstone Nationalpark heute, schließen lassen.

WENDELL (1970) unterteilt die tuffaceous sedimentary rocks der Virgin Valley Caldera in Anlehnung an MERRIAM (1907) in die, bis 330 m mächtige, Virgin Valley Formation und die größtenteils außerhalb der eigentlichen Caldera liegende Thousand Creek Formation. Die

Calderenfüllungen der anderen Kessel im HRCC sind schlechter aufgeschlossen und noch nicht detaillierter bearbeitet.

Im Gebiet des Virgin Valley ermitteln COBLE & MAHOOD (2016) eine Gesamtmächtigkeit der Kesselfüllung von 450 m. Beide Formationen sind durch eine etwa 5 Ma betragende Diskordanz (ca. 14-9 Ma) getrennt. Bereits MERRIAM (1907, 1910 u. 1911) beschreibt aus ihnen zwei Wirbeltierfaunen. Die barstoviane Virgin Valley (VVF)- und die jüngere, hemphilliane Thousand Creek-Local Fauna (TCF). Datierungen eingeschalteter Aschelagen ergaben für die TCF ein Alter von 8,3 bis 7,0 Ma (PERKINS et.al. 1998). Eine weitere zwischen 16,0-15,6 Ma datierte barstoviane Fauna, die High Rock Canyon Local Fauna, ist aus den Intracaldera-Ablagerungen der Hanging Rock Caldera bekannt (siehe 3.Fauna).

GREEN (1984) kann zwischen beiden Formationen keine klare lithologisch Grenze ziehen. Die Virgin Valley Formation wurde vorwiegend in limnischem Milieu abgelagert.

Nach COBLE & MAHOOD (2015) durchbrach der Calderasee wohl schon in einer frühen Phase am Thousand Creek Gorge die aus Canyon Rhyolite gebildete randliche topographische Wand. Im Calderabecken entwickelten sich im Anschluss daran mehr räumlich beschränkte Seen bzw. Tümpel, was durch die Vielzahl kleinerer Bentonit- und Diatomit-Becken sowie angrenzenden sumpfigen Bereichen belegt ist.

Nach Ende der Diskordanzphase im frühen Hemphillian breitete sich die spärlicher gewordene Seenlandschaft auf extern gelegene Senken aus, die neben vulkanischen Aschen auch Abschlämmsmassen höher gelegener Gebiete aufnahmen. Zumindest zeitweise geriet die Abfolge unter fluviatilen Einfluss. In diesem Faziesbereich wurde die Thousand Creek Formation abgelagert.

Opalfunde und der größte Teil der Urananreicherungen sind auf tuffaceous sedimentary rocks beschränkt. Die schönsten schwarzen Feueropale treten dort in Bentoniten auf, deren Ursprungsgläser primärer Uranträger waren.

Im Verlauf der middle sequence kam es im näheren Umkreis aber auch in entfernteren Regionen weiterhin zu gewaltigen vulkanischen Eruptionen. Eingewehte Fallaschen dieser Ausbrüche sind jetzt Bestandteil der Virgin Valley Formation und stellen häufig gut datierbare chronostratigraphische Leithorizonte dar (vgl. NASH & PERKINS 2012). Insbesondere sind dies Mascall ash (15,77 Ma), Beatty Butte-Virgin Valley blue sand 8 (15,65 Ma), Huntington Creek-1 tuff (15,55 Ma) und Obliterator fall-out tuff (14,93 Ma).

Einen Großteil der Wände im Virgin Valley zeigen, sofern sie nicht durch Hangabbrüche bzw. Rutschungen verdeckt sind, eine Wechselfolge Soldier Meadow- und Badger Mountain Tuff mit tuffaceous sedimentary rocks (Tst). Im Besonderen neigen tuffaceous sedimentary rocks aufgrund ihrer Inhomogenität zu Hangrutschungen.

Nach diesem Exkurs in die Virgin Valley Caldera geht es mit den vulkanischen Aktivitäten um den Kessel weiter, die natürlich auch während der Ablagerung der Intracaldera-Sedimente nicht nachließen.

Vor 16,31 Ma flossen aus einem Lavadom W` Gooch Table 38 km³, bis 430 m mächtige Catnip Mountain Lava (Trc/Mlcm) aus. Ausgewitterte, transparente Obsidianknöllchen am Fuß der Aufschlusswände sind ein Charakteristika der Einheit und nicht zu übersehen.

Die Ablagerungen sind fast gleichalt mit Hell Creek Lava (Mlhc), die von 16,3-16,2 Ma im W` Überlappungsbereichs von Virgin Valley- und Badger Mountain Caldera austrat.

Nach COBLE & MAHOOD (2016) bestehen beide Gesteine aus high-silica alkali rhyolitic lava bzw. peralkali-Rhyolith, sind aber geographisch sowie geochemisch anhand ihrer Zr/Rb-Verhältnisse zu unterscheiden.

Gegenüber, am Ostrand der Virgin Valley Caldera, stieg an verschiedenen Stellen zwischen 16,23-16,13 Ma Big Mountain Tuff (Tbm/Mtbn) auf. COBLE & MAHOOD (2016) interpretieren den schwach peralkali-rhyolithischen Big Mountain Tuff als eine aus kleinvolumigen Ignimbriten, Fall-Aschen und schwallartigen Lava-Austritten zusammengesetzte Einheit, die am Rand des Calderasees abgelagert wurde. Wie bereits erwähnt, verursachte die Entleerung seiner Magmenkammer ein weiteres Absinken E´ Bereiche der Virgin Valley Caldera.

Den wohl berühmtesten Tuff, über den schon seit MERRIAM's Zeiten die meisten Mythen bestehen ist Canyon Rhyolite (Tcr/Mla). Der mächtige Wall aus widerstandsfähigem Alkali-Rhyolith, der entlang der RFZ der Virgin Valley Caldera vor 16,15-16,11 Ma an die Oberfläche quoll und sie größtenteils umgibt muss imposant wirken. Es hat den Anschein als wären Canyon Rhyolite und Big Mountain Tuff am McGee- im NE und Big-Mt. im SE an eine nicht mehr existente topographische Calderamauer gestoßen und bilden heute eine 300-500 m hohe, bogenförmige Wand über Bog Hot- und Craine Creek-Valley (vgl. Abb.6). Im N des McGee Mt. öffnet sich ohne Ansage die steilwandige Schlucht des Thousand Creek Gorge. COBLE & MAHOOD (2016) nehmen an, dass sich einst der Calderasee durch sie entleerte. Großflächige Vorkommen der Tuffe gibt es zwischen Gooch- und Rock Spring Table sowie um Big- und McGEE Mt.

Nach GREEN (1984) kollabierte der Virgin Valley-Kessel über einer entleerten Magmenkammer in Folge des Canyon Rhyolite Ausbruchs. Diese Annahme wird schon durch die Tatsache entkräftet, dass der Rhyolith an den bereits bestehenden Störungen der RFZ aufstieg und zudem basal mit Intracaldera-Sedimenten, den tuffaceous sedimentary rocks sowie Big Mountain- und red welded Tuff (Trw), verzahnt ist.

Bereits CASTOR & HENRY (2000) interpretierten die Tuffe als ring-fracture lavas, nicht als Ignimbrit.

NASH & PERKINS (2012) datieren den Einsturz der Virgin Valley Caldera folgerichtig vor die Eruption des Canyon Rhyolite.

COBLE & MAHOOD (2016) benennen Canyon Rhyolite entsprechend seiner Genese in Alkali-Rhyolite Antelope Lavas (Mla) um und stellen ihm Tuff of Big Mountain (Mtn) stratigraphisch gleichberechtigt zur Seite. Es wurden 23 km³ Mtn und 75 km³ Mla gefördert. Damit waren die vulkanischen Tätigkeiten im Gebiet der Virgin Valley Caldera erst einmal beendet. Trotzdem gelangten weiterhin Pyroklastika aus Eruptionen der S` gelegenen Calderen sowie Fallaschen weiter entfernter Vulkanzentren im Virgin Valley zur Ablagerung. Riesige Ausbruchskanäle rhyolithischer Post-Kollaps Tuffe und Magmen markieren die beim Einsturz der Caldera entstandenen ringförmige Störungszone (RFZ) der Badger Mountain Caldera. Gleichzeitig mit der Bildung von Hell Creek- und Big Mountain Tuff im Bereich der Virgin Valley Caldera sind entlang des S-Rands der Badger Mountain-RFZ zwei stark peralkalische Rhyolithe zu beobachten. Coyote Spring Tuff (Mics) brach im SW vor 16,27 Ma aus. Mit 5 km³ Fördervolumen war es ein relativ kleiner Ignimbrit. Trough Mountain Tuff (Ttt/Mttm) wurde zwischen 16,25-16,15 Ma an der SE` RFZ gefördert. Dort traten 13 km³ an Bruchstrukturen zwischen Badger Mountain- und späterer Hanging Rock Caldera gebundene

Tuffe aus und flossen in ein Paläotal oder eine Caldera-Depression, die vermutlich auch die Verbreitung von Summit Lake- und später Soldier Meadow Tuff gelenkt haben.

Schon vor der eigentlichen Bildung der Hanging Rock Caldera (nach COBLE & MAHOOD 2012-a) erscheinen S` und SW` der Badger Mountain Caldera, zwischen 16,21 und 16,1 Ma, drei petrographisch leicht unterschiedliche kristallarme, alkali-rhyolithische Laven. Nelly Mountains- (Mlns), Massacre Creek- (Mlmc) und Wild Horse Pasture-Lava (Mlwh). Da sie ähnlich zusammengesetzt sind wie Coyote Spring Tuff, nehmen COBLE & MAHOOD (2016) an, dass die Laven aus einer sich entwickelnden Magmenkammer ausbrachen, die letztendlich den Aufstieg der Soldier Meadow Magmen und den Einsturz der Hanging Rock Caldera bewirkte.

Die 25x30 km große Hanging Rock Caldera (frühere High Rock Caldera nach NOBLE et.al. 2009) wurde beim explosionsartigen Ausbruch von 65 km³ Soldier Meadow Tuff gebildet. Der Ignimbrit besteht aus stark verschweißtem peralkalischen (comenditischen) Alkali-Rhyolith mit einem Bims-Gehalt über 75 %. Die Hanging Rock Caldera schneidet die Badger Mountain Caldera im SW an.

Parallel zur Bildung des Kessels flossen an seiner gerade erst entstandenen SE` RFZ 9 km³ Alkali Rhyolite Soldier Meadow Lavas (Mlsm) aus. COBLE & MAHOOD (2016) rechnen hierzu diverse, zwischen 15,98 und 15,91 Ma alte, chemisch und petrographisch gleich ausgebildete Magmentypen. Sie erklären die Alter der Soldier Meadow Lavas und ihre chemisch und petrographische Ähnlichkeit zu Soldier Meadow Tuffen damit, dass Laven aufstiegen, als die weiterentwickelte Magmengeneration während der Eruption von Soldier Meadow Tuff noch nicht angezapft wurde. Die Laven haben ein gut ausgebildetes Fließgefüge im Meterbereich. Mitunter traten sie in einen Intracalderasee aus und bildeten ziegelrot bis bräunlich verwitterndes Gesteinsglas bzw. Palagonittuff.

Die Eruption der Soldier Meadow Lavas wurde in zwei Gebieten des HRCC von weiteren vulkanischen Aktivitäten begleitet. Im SW, wo die jüngste, die Cottonwood Creek Caldera entstehen sollte und im NW, wo sich innerhalb der Badger Mountain Caldera (BMC) resurgent, d.h. wiedererwachter Vulkanismus entwickelte. Aufsteigende Magmen unterhalb der BMC bewirkten eine Hebung des Gebietes und damit verbunden Intrusionen von 53 km³ alkalirhyolithischer Mahogany Mountain Lava (Mlmm) sowie 20 km³ der mit ihr vergesellschafteten Alkali-Flat- und Badger Mountain Tuffe (Trb/Mtab) entlang trapdoor-faults und reaktivierter, S` RFZ der Virgin Valley Caldera. Unter (Trb/Mtab) verstehen COBLE & MAHOOD (2016) mächtige, stark poröse porphyrische Rhyolithe, die sich aus mehr oder weniger verschweißten Tuffen sowie den dazugehörigen Fallasche-Ablagerungen zusammensetzen. Eine Vielzahl einzelner alkali-rhyolithischer Lava-Austritte am Grund der Badger Mountain Caldera zwischen 15,9-15,5 Ma werden unter Mahogany Mountain Lava (Mlmm) zusammengefasst.

Gleichzeitig mit den wiedererwachten Eruptionen in und um die Badger Mountain Caldera traten zwischen 15,9-15,7 Ma genau in dem Gebiet SSW` der Hanging Rock Caldera, wo vor 15,7 Ma auch die Cottonwood Creek Caldera gebildet wurde 136 km³ SiO₂-reiche präcalderische Alkali Rhyolith Cottonwood Creek Lava (Mlcc) aus.

Den jüngsten Kessel nennen COBLE & MAHOOD (2012-a) nach BUSSEY (1995) Cottonwood Creek Caldera, früher auch als Hog Ranch Caldera (ACH & SWISHER 1990) bezeichnet, die beim Ausbruch des Yellow Rock Canyon Tuff (Miyc) vor 15,7 Ma entstand.

Es wurden 50 km³ Bims- und Silikat-reiche alkali-rhyolithische bis trachytische Pyroklastika explosionsartig ausgestoßen. Fast schon simultan mit dem Kesselkollaps begann, entlang der gerade erst gebildeten RFZ, die Förderung von 84 km³ postcalderer Alkali Rhyolith Cottonwood Creek Lava (Mlcc), Die Lava ist chemisch fast identisch mit den vorausgegangenen stark sauren Rhyolith-Anteilen von Yellow Rock Canyon Tuff (MiyC).

Damit war die kurze, dafür heftige Phase der explosiven "Supervulkan-Eruptionen" und peralkali-rhyolithischen pyroklastischen Ströme mit allen ihren Begleiterscheinungen wie prä- und postcalderische Tuffe und Laven entlang der ring-fracture zones (RFZ) beendet. Alleine im Gebiet zwischen Badger Mountain- und Cottonwood Creek Caldera wurden von 16,0 - 15,5 Ma über 415 km³ vulkanisches Material gefördert - insgesamt im High Rock Caldera Complex nach COBLE & MAHOOD (2012-b) etwa 725 km³, die sich über ein Gebiet von 6600 km² verteilt haben. Zum Vergleich stießen Vesuv 79 n. Chr. 3,3 km³ und Mount St.Helens 1980 sogar nur 1,2 km³ Tephra aus.

Betrachtet man die petrologische Ausbildung der alkali-rhyolithischen Vulkanite der middle sequence näher, fällt die Dominanz von Ignimbriten gegenüber Fallaschen auf. Dies ist damit zu erklären, dass Fallaschen vom Wind vertragen werden und sich nicht primär am Entstehungsort ablagern. Dazu sind lockere Fallaschen erosionsanfälliger als stark verfestigte und verschweißte Ignimbrite. Die Lagerungsverhältnisse lassen auf ein durchgehend bestehendes, tektonisch geprägtes moderates Paläorelief schließen.

Nachdem der Vulkanismus in der Virgin Valley- und Badger Mountain Caldera für einige hunderttausend Jahre erloschen war, durchschlugen kleinere Mengen metalumischer Rhyolithe den Boden der Kraterseen und erzeugten z.T. heftige, phreatomagmatische Eruptionen, die sich in schwallartigen Lavenausstritten oder auch 20 m mächtigen Fallasche-Ablagerungen in den Calderasedimenten äußerten. Ihre Zusammensetzung ähnelt den frühesten rhyolithischen Magmen im HRCC, z.B. Nut Mountain Rhyolite. Hierzu zählen Rhyolite vitrophyre (Tcrv), die mit 15,85 Ma jüngste vulkanische Einheit der Virgin Valley Caldera. Das sind sechs aneinandergereihte kleinere Lavadome mit einem Durchmesser von 100-300 m und vitrophyrischem Gefüge. COBLE & MAHOOD (2016) nennen sie Rock Springs Canyon Lavas (Mlrs). Auch die metalumische, silikatreiche Wall Canyon Lava, die vor 14,68 Ma den Calderagrund der Badger Mountain Caldera durchschlug gehört petrographisch noch in diese Gruppe.

Der Einstellung des alkali-rhyolithischen Vulkanismus folgten in der Badger Mountain-, Hanging Rock- und Cottonwood Creek Caldera alkali-basaltische oder trachytische bis trachy-andesitische Laven. Sie stiegen entlang bereits bestehender Störungen auf und entluden sich in phreatomagmatischen Eruptionen.

Zwischen 15,5-14,2 Ma verlagerte sich das magmatische Geschehen kontinuierlich von N nach S und beendete die middle sequence nach GREEN (1984).

Nach einer vulkanisch inaktiven Phase von etwa 5 Ma brachen während der upper sequence bis zu 40 m mächtige Olivin-Tholeiit-Basalte aus. GREENE (1984) berichtet von 24 taxitischen Einzelergüssen zwischen 10 - 7,5 Ma. W` der Charles Sheldon Antelope Range, im Massacre Rim, war die Förderung noch vor 4,5 Ma aktiv.

Die Basalte wirkten als widerstandsfähige Überdeckung der ansonsten erosionsanfälligen sedimentären Calderenfüllungen. Heute bilden sie die sog. Mesa- bzw. Tafel-Basalte von

Gooch-, Rock Spring- und Big Spring-Table sowie Oregon End-Table im NE und Massacre Rim im W, die bereits MERRIAM (1910) beschrieb.

In den Übergang von Miozän zu Pliozän vor etwa 5 Ma fielen postvulkanisch hydrothermale Tätigkeiten, evtl. in Verbindung mit der in NW Nevada verstärkt auftretenden Basin & Range-Tektonik, wohl weniger mit den noch aktiv geförderten Mesa-Basalten weiter im W. Neben Anreicherung verschiedener Elemente (siehe 2.4) fand nach ZIELINSKI (1982) die an Bentonithorizonte der Virgin Valley Caldera gebundene, gemeinsame Ausfällung von Kieselgel (Opal) und Uran statt. Die epithermalen Goldvorkommen der Hog Ranch Mine sollen auf postcaldera ring fracture lavas der Cottonwood Creek Caldera beschränkt sein.

Nachdem gegen Ende Miozän bis Anfang Pleistozän schon teils tiefere Erosionen eingesetzt hatten, floss ein einzelner Basaltstrom im NE der Range in ein Paläotal, wo er heute einen etwa 20 km langen Bergrücken, den Railroad Point formt. Die ehemalige Topographie hat sich sozusagen umgekehrt (inverse topography).

2.3.2 McDermitt- und Whitehorse Caldera Complex

Der McDermitt Caldera Complex wie ihn HENRY & CASTOR (2000) und STARKEL (2014) in seiner Dissertation bezeichnen ist ferner als McDermitt Volcanic Field (RHYTUBA & McKEE 1984 sowie COBLE & MAHOOD 2012-b und 2016), McDermitt Volcanic Center (HENRY et.al. 2012) oder kurz McDermitt (HENRY et.al. 2016) bekannt. GREENE (1976) befasste sich als einer der ersten intensiv mit Petrographie und Lagerungsverhältnissen in der schlüssellochförmigen Caldera. Einen Zusammenhang mit dem Yellowstone Hotspot erkannten bereits PIERCE & MORGAN (1992).

Heute stehen sich zwei genetische Vorlagen gegenüber. Das ältere von RHYTUBA & McKEE (1984) beschriebene und noch von COBLE & MAHOOD (2012-b und 2016) übernommene Modell geht von einem Multicalderen-Complex mit Oregon Canyon Tuff (16,55 Ma) als initialem Ignimbrit aus. STARKEL (2014) und HENRY et.al. (2016) finden keine Anzeichen weiterer Calderen, die nach RHYTUBA & McKEE (1984) mit McDermitt verschachtelt sein sollen und präferieren das Modell eines einzigen Kessels, der beim Ausbruch des zonierten McDermitt Tuff (16,34 Ma) gebildet wurde. Die Whitehorse Satelliten-Caldera entstand vor 15,67 Ma NNW' McDermitt.

Multicalderen-Modell nach RHYTUBA & McKEE (1984)

McDermitt setzt sich aus sieben großvolumigen ash-flow Horizonten peralkalischer, silikatreicher Rhyolite zusammen, die eine 1,5 km mächtige Steens Basalt-Folge überlagern.

Der schlüssellochförmigen Kessel (40x22 bis 40x30 km) wird von vier überlappenden Calderen (Washburne, Long Ridge, Jordan Meadow und Calavera) gebildet. Hinzu kommen drei Satelliten (Pueblo, Hoppin Peaks und Whitehorse) (siehe z.B. STARKEL 2014: Fig.2).

Die Entwicklung begann nach COBLE & MAHOOD (2012-b) vor 16,55 Ma mit der explosionsartigen Eruption des calderaformenden Oregon Canyon Tuff (Washburne Caldera), einem aphyrischen, leicht peralkalischen ash-flow Rhyolith bis anorthitreichen Dacit. Aufgrund seiner Spurenelement-Signatur ist er von allen anderen Tuffen gut zu unterscheiden (RAYTUBA et.al. 2013). Weitere calderaformende peralkali-rhyolithische Ignimbrite folgten: Long Ridge Tuffe Member 2-3,5 (Longe Ridge- und Jordan Meadow Caldera) sowie Double H Tuff (Calavera Caldera). Trout Creek Mountain Tuff (Pueblo Caldera), Hoppin Peaks Tuff

(Hoppin Peaks Caldera) und vor 15, 67 Ma Whitehorse Creek Tuff (Whitehorse Caldera) bildeten die Satelliten in diesem Modell.

WYPYCH et.al. (2011) erwähnen aufgrund ihrer Geländekartierungen in der Hawks Valley-Lone Mountain Region eine mögliche stratigraphische Verbindung zwischen Oregon Canyon (OCT)- und Idaho Canyon Tuff (ICT). COBLE & MAHOOD (2012-b) zeigen jedoch, dass beide Tuffe unterschiedlichen Ereignissen angehören. Peralkalischer OCT brach vor 16,55 Ma, silikatreicherer ICT erst vor 16,38 Ma aus.

Im McDermitt Field wurden 1663 km³ Aschen und Tuffe gefördert, die auf einer Fläche von 9200 km² niedergingen (COBLE & MAHOOD 2012-b).

Ein-Calderen Modell nach STARKEL (2014) und HENRY et.al. (2016)

STARKEL (2014) analysierte Proben präcalderer, mafischer Magmen McDermitt's und fand deutlich von den restlichen Basalten unterscheidbare Mafite mit der höchsten ozeanischen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-OIB-Signatur (OIB-Ocean Island Basalt) aller bisher in Verbindung zum Yellowstone Hotspot untersuchten Basalte. Seine Daten stützen die Hotspot-Theorie, die u.a. auch PIERCE & MORGAN (1992 & 2009) und CAMP (2013) vertreten.

Nach STARKEL (2014) zeigen petrologische Untersuchungen und die Modellierung saurer Magmen AFC-Prozesse (assimilation and fractional crystallisation) als hauptsächlichen Mechanismus für die Genese der Rhyolithe McDermitt's. Aber es bestehen auch Abweichungen wie z.B. reichlich Assimilation und partielles Aufschmelzen auskristallisierter Kumulate. Dies führte zu einem Modell, bei dem basische Steens Magmen auf granitische, cretazische Intrusionen infolge einer Mantelaufwölbung durch den Yellowstone Hotspot drückten. Beim Aufstieg nahmen die basischen Magmen Nebengestein auf und entwickelten sich, verbunden mit Fraktionierung, zu einer Folge intermediärer Magmen, die wiederum anschließend AFC-Prozesse oder anderen Entwicklungsschritte durchliefen und zu den Rhyolithen McDermitt's geformt wurden.

Die Ergebnisse seiner Arbeit legen nahe, dass McDermitt eine einzige Caldera ist, die eine komplexe aber kurzlebige Eruptionsperiode durchlief, die vor 16,35 Ma einen einzigen, zonierten ash-flow Tuff hervorbrachte, den McDermitt Tuff. Petrographisch handelt es sich um aphyrische, leicht peralkalische Rhyolithe bis vorherrschend anorthoklasführende, metalumische Trachydacite, die sich hauptsächlich aus Longe Ridge 2,3,5- und Double H-Tuffen RHYTUBA & McKEE's (1984) zusammensetzen. Schon RYTUBA & McKEE (1984) vermuteten, dass Double H- und Longe Ridge-Tuffe ihren Ursprung in derselben, zonierten Magmenkammer haben.

Der Aufbau McDermitt's ist genetisch gut mit dem des High Rock Caldera Complex zu vergleichen. Auch hier zeigt sich eine komplexe Abfolge prä- und postcalderer Bildungen und mit Idaho Canyon Tuff ein ebenfalls zonierter, kesselbildender Ignimbrit.

In der Umgebung des McDermitt Caldera Complex brachen ab 16,69 Ma eine Reihe präcalderer Magmen aus wie mafische Steens Basalte, intermediäre Laven verschiedener Ausbildung bis zu diversen peralkalischen Rhyolithen wie z.B. Rhyolite of McDermitt Creek (16,42-16,39 Ma) oder Biotit-Rhyolith Laven und Dome (siehe A2). Hierzu zählen nach HENRY et.al. (2016) auch die früher als initial und calderaformend angesehenen Oregon Canyon Tuff (16,54 Ma), Trout Creek Mountains Tuff (16,49 Ma) und Biotit-Rhyolith Laven

von Hoppin Peaks (16,38-16,36 Ma). HENRY et.al. 2016 sehen den Ursprung des ignimbritischen Oregon Canyon Tuff (OCT) N` bis NW` McDermitt.

STARKEL (2014) führte OCT noch auf vulkanische Tätigkeiten weiter W` im Gebiet des Virgin Valley zurück. Jedoch existierten vor 16,55 Ma weder Virgin Valley Caldera (16,37 Ma) noch gab es im Umfeld des High Rock Caldera Complex (HRCC) zu dieser Zeit sauren Ignimbrit-Vulkanismus.

Etwas E` von McDermitt, aber noch W` der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -0,704 Isoplethe liegt das kleinere, mehr lavadominierte Santa Rosa Calico Volcanic Center, das hier nur kurz erwähnt werden soll.

McDermitt Tuff brach vor 16,34 Ma gleichzeitig mit jeweils leicht veränderter Ausbildung und Chemismus (vgl. STARKEL 2014: Fig.4) an mehreren Stellen der zukünftigen McDermitt Caldera aus. Nach HENRY et.al. (2016) bildete nur ein Teil des McDermitt Tuff einen pyroklastischer Strom, der sich mit deutlichem Fließgefüge im näheren Umkreis (12 km nach S und 20 km nach N) über das bestehende Paläorelief legte. 50%, womöglich sogar 85% der Gesamtproduktion von 600-1000 km³ blieben letztendlich im Schlot stecken. Dies bedeutet, dass die Caldera schon kurz nach Eruptionsbeginn kollabierte.

Im entstandenen Kessel bildete sich eine Tümpel- und Seen-Landschaft aus, in der eine Sedimentsequenz (z.B. tuffitische Sedimente, gebänderte Seeablagerungen, Diatomit und kohlige Lagen) ähnlich den tuffaceous sedimentary rocks (Tst) im Virgin Valley abgelagert wurde. Bezeichnungen wie Bentonit, Zeolith oder Bims finden in den Arbeiten meist keine Beachtung und verstecken sich hinter tuffitischen Sedimenten oder Ton- und Sand-Steinen, dürften aber zusammen mit anderen eingewehten Fall-Aschen den Großteil der Calderasedimente ausmachen. Opalisierte Lagen und die Vielzahl der Mineralparagenesen sind auf postcaldere, hydrothermale Tätigkeiten zurückzuführen. Spät intrudierte mafische Magmen (Islandit) werden als Residualmagma der Kammer aufgefasst. Die Sedimentsequenz der NNW` McDermitt gelegenen Whitehorse Caldera bearbeitete BARROW (1983) (siehe B3, Trout Creek-Formation).

2.3.3 Lake Owyhee Volcanic Field

Das Lake Owyhee Volcanic Field (LOVF) ist neben dem High Rock Caldera Complex und dem McDermitt Volcanic Field das dritte mittelmiozäne, alkalirhyolithische Vulkan-Zentrum, das mit Steens- und Columbia River Flutbasalten verknüpft ist. Es umfasst laut RYTUBA et.al. (1990) letztendlich fünf Calderen – Mahogany Mountain-, Three Fingers- und Castle Rock Caldera, sowie Saddle Butt und Star Peak, wobei nur beide erstgenannten besser abgeschlossen sind.

Im LOVF wurden insgesamt 1115 km³ Vulkanite, verteilt auf 6000 km², gefördert (COBLE & MAHOOD 2012-b).

Mahogany Mountain Caldera

Den Calderencharakter der Mahogany Mountain Caldera (MMC) erkannte RYTUBA 1984, den der Three Fingers Caldera (TFC) 1987. Es besteht kein Zusammenhang mit den gleichnamigen Mahogany Mountain Lavas (Mlmm) der Badger Mountain Caldera.

MARCY, STRECK & FERNS (2013) nehmen an, dass die MMC vor etwa 15,84 Ma also 200.000 Jahren vor der TFC gebildet wurde. Sie entstand beim Ausbruch des peralkalischen Leslie Gulch Tuff. Früher wurden alle damit in Beziehung stehenden Pyroklastika unter der

Einheit "Leslie Gulch Ash-Flow Tuff Member of the Sucker Creek Formation" zusammengefasst.

Auf der Basis neuerer Kartierungen untergliedert MEULEN (1989) diese komplexe Tuffabfolge in drei Faziestypen (facies), die alle während des Kollaps der MMC entstanden.

- Die outflow facies setzt sich aus ash-flow Tuffen zusammen, die außerhalb der Caldera abgelagert wurden. Der Tuff kühlte als Einheit ab. Am Nordrand der Caldera erreicht er eine Mächtigkeit von 85 m. In einem Paläotal, 6 km weiter N', wo er sich anstaute sogar 350 m. Petrographisch handelt es sich um grünliche bis weiße, verschweißte Glasaschen, gefolgt von einem nicht horizontbeständigen, schwarzen Vitrophyr (Obsidian mit Phenokristen) und wiederum gelb- bis braungrünen verschweißten Glastuffen. Die Größe und Verteilung eingelagerter Blöcke, Stein- und Bimsfragmente hängt von der Entfernung zum Förderschlot ab.
- Die intracaldera facies besteht aus ash-flow- und eingeschalteten air-fall Tuffen, die während des Kollaps der Caldera abgelagert wurden und geographisch auf sie beschränkt sind. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 150 bis 900 m. Die Tuffe enthalten unsortiert Asche, Bims- und steinerne Lapilli bis Bimsblöcke. Teilweise abgeflachte Bimslapilli und -blöcke weisen eine grobe eutaxitische (gebänderte oder gestreifte) Textur auf.
- Die obere und untere air-fall facies, setzt sich aus geschichteten air-fall- mit zwischengelagerten ash-flow Tuffen zusammen, die innerhalb sowie angrenzend an die Caldera auftreten.

Spring Creek Tuff (SCT) der Three Fingers Caldera kommt auch im Gebiet der MMC vor und wird dort bis 400 m mächtig. Im Hangenden des SCT folgen im NE der MMC ca. 37 m diskordant lagernde lakustrische Sedimente. MEULEN (1989) beschreibt sie als feingeschichtete, tuffitische Sand-, Silt- und Tonsteine, lokal mit Zeolith-Mineralen. Also nichts anderes als Bentonit, Zeolith und vermutlich Bims. Im W treten über einen Höhenbereich von etwa 400 m lakustrische und fluviatile Sedimente auf. Abschnitte aufgearbeiteter Pyroklastika (10-20 m), massige, 20 bis 30 m mächtige Lagen tuffitischer Silt- und Tonsteine (Bentonit und Zeolith) wechseln mit sandigen Arkosen (1-3 m) und Diatomiten (0,01-1 m). Die geographische Lage sowie der petrographische- und petrologische Charakter dieser Sedimente erlauben eine Parallelisierung mit Abschnitten der Sucker Creek Formation.

Die dort unterhalb des Obligator Tuff (14,93) gefundene Sucker Creek Local Fauna (NASH & PERKINS 2012) müsste demnach in das frühe Barstovian (Ba1) einzustufen sein.

Three Fingers Caldera

MARCY (2013) bearbeitet die etwa 5 km NE` der MMC gelegene Three Fingers Caldera (TFC), die beim Ausbruch des Spring Creek Tuff geformt wurde und die darin vorkommenden Intracaldera-Rhyolithe. Er beschreibt die Tuffe von glasig dicht, dicht entglast, glasig blasig bis blasig entglast. Altersmäßig sind Spring Creek outflow tuff (initialer Ignimbrit) und Spring Creek Intracaldera-Rhyolith (beide 15,64 Ma) nicht zu unterscheiden. Ferner treten Rhyolithauto- und Pseudo-Breccien, bimsführende Fließtuffe, mafische Klasten sowie tuffaceous sedimentary rocks (Tst) auf. Die Tst spricht er als tonig bis schluffig oder

schlecht sortiert, mit mehr oder weniger gerundetem Mineralbestand (bis 1 mm) an. MARCY (2013) führt dies auf Schlammströme bzw. Lahar-Ablagerungen zurück, die sich aus nicht-verschweißten Tuffen herleiten lassen.

Postcaldera-Rhyolithe und –Trachyte sind mit tuffaceous sedimentary rocks verzahnt.

Castle Rock Caldera

Nach NASH & PERKINS (2012: Fig. 6) hat der initial wirkende Dinner Creek Tuff ein Alter von 15,9 Ma. Es handelt sich um einen dicht verschweißten Ignimbrit, der nach STRECK et.al. (2011) anfänglich peralkalisch (high-silica rhyolite), später eher metalumisch (low-silica rhyolite) mit dazitischen bis andesitischen Bimskomponenten, ausgeprägt ist.

Saddle Butte

Die Stellung des initialen Birch Creek Tuff ist noch nicht gesichert. Nach MEULEN (1989) ist er jünger als Spring Creek Tuff. BENSON & MAHOOD (2016) stufen ihn älter als Leslie Gulch Tuff ein, da er durch Kollapsstrukturen der Rooster Comb Caldera (RCC) gestört wird. Sie sehen auch aufgrund seiner metalumischen Ausbildung keine Verbindung zur RCC.

Rooster Comb Caldera (BENSON & MAHOOD: 2016)

Geochemische Signaturen von Einheiten, die der Three Fingers- oder der Mahogany Mountain Caldera angehören, scheinen zeitweise miteinander gekoppelt zu sein und legen eine gemeinsame Magmenquelle beider Systeme nahe (vgl. MARCY 2013: Fig.32).

Auch nach neueren Kartierungen und geochemischen Untersuchungen von BENSON & MAHOOD (2014 u. 2016) könnte sich das 25 x 30 km große LOVF durch die Eruption eines einzelnen, zonierten Ignimbrits vor rd.15,8 Ma (siehe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nach COBLE & MAHOOD 2012-b und BENSON & MAHOOD 2016: Table-2) entwickelt haben. Sie beschreiben Spring Creek Tuff (TFC) als intrinsischen Teil des Leslie Gulch Tuff (MMC), der nur ein unterschiedliches Verwitterungsverhalten aufweist. Spring Creek Tuff wurde während einer Niedrigtemperatur-Alteration bei ca. 100°C erheblich zeolithisiert und ist daher erosionsanfälliger als Leslie Gulch Tuff, dessen Mineralspektrum mit Albit und Quarz zu einer hydrothermalen Alteration bei ca. 175°C passt. Daher fassen sie Mahogany Mountain- und Three Fingers-Caldera zur Rooster Comb Caldera zusammen.

Letzte nachweisbare vulkanische Aktivitäten im Lake Owyhee Volcanic Field

Die letzten überlieferten Belege für alkali-rhyolitischen bis metalumischen Vulkanismus im LOVF sollen ca.15,0 Ma alt sein (! K/AR s. COBLE & MAHOOD 2012-b).

Jüngere Einheiten, die hier ausbrachen, sind überwiegend kalk-alkalischer Zusammensetzung und stehen mit der beginnenden Absenkung des Oregon-Idaho Graben in Beziehung.

2.3.4 Snake River Plain und Yellowstone Volcanic Field

Der Yellowstone Hotspot Track verläuft von High Rock und McDermitt weiter über die Snake River Plain (SRP) zum Yellowstone Volcanic Field (s.Abb.4).

PIERCE & MORGAN (2009) beschreiben die geologischen und geophysikalischen Verhältnisse in der SRP ausführlich und diskutieren verschiedene Modelle zu Genese und Verlauf des Yellowstone Hotspot Track.

COBLE & MAHOOD (2016) bevorzugen ein Modell, bei dem sich der plume-head unter den Steens Mt. sammelte und in High Rock, McDermitt und Lake Owyhee sowie einer Reihe lavadominierter Vulkanzentren sauren Vulkanismus förderte. Die mächtigen Flutbasalte der Columbia River Basalt Group beruhen auf einer weiteren Ausbreitung des Plumeekopfes.

Der Übergang zum stärker fokussierten Snake River Plain-Yellowstone Track deckt sich in diesem Modell mit der Passage des Nordamerikanischen Kraton über die thermische Mantel-anomalie, die als plume-tail gedeutet wird. Dies wurde von einem Wechsel der peralkalischen Zusammensetzung der Rhyolithe, die im Nevada-Oregon-Idaho Grenzgebiet ausbrachen, zu einer metalumischen von Snake River Plain- und Yellowstone-Tuffen begleitet. Obwohl die SRP-Vulkane auf den Plume-Schlauch zurückzuführen sind, können die großen Mengen an jüngeren Rhyolithen und geringeren an Basalt wie ihre metalumische Zusammensetzung mit einer dickeren, mehr felsischen Kruste E` der Kratongrenze erklärt werden. SRP-Rhyolithe sind durch $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,706$ gekennzeichnet (siehe SHERVAIS & HANAN 2008: Fig.3).

COBLE & MAHOOD (2016) sehen im High Rock Caldera Complex ein Modell für die SRP und vermuten auch dort ähnlich verschachtelte und überlappende Calderen.

Die einzelnen, heute bekannten Calderenzentren des Yellowstone Hotspot Track E´ der 0,706 Isoplethe sind:

- **Owyhee–Humboldt Volcanic Field:**(K/Ar:14,5-12,8 Ma)
Geographisch liegt das Vulkanfeld knapp ausserhalb der Basin & Range-Provinz im Grenzgebiet Nevada-Oregon-Idaho zwischen McDermitt im W und der Snake River Plain im E. Die Magmen sind wie die SRP-Laven i.e.S. vorherrschend kalkalkalisch bzw. metalumisch zusammengesetzt und weisen ein Strontiumisotopen-Verhältnis von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,706$ auf.
- **Juniper Rhyolite:** (16,2-16,0 Ma)
Die Vorkommen treten S´ der Snake River Plane und der Bruneau-Jarbidge Caldera auf. Es handelt sich um phenokristallreiche Rhyolithe, ebenfalls mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,706$, die sich durch einen geringeren MgO- und Nb-Gehalt und ein höheres Rb/Nb-Verhältnis von den SRP-Laven unterscheiden und in diesen Punkten mehr den Vulkaniten der W´ gelegenen Celderenzentren High Rock und McDermitt ähneln (BRUESEKE et.al. 2014).

In der Snake River Plane i.e.S.liegen:

- **Bruneau-Jarbidge Caldera:** K/Ar: 12,5-9,5 Ma
- **Twin Falls Volcanic Field:** K/Ar: 10,8-8,5 Ma
- **Picabo Volcanic Field** (Arbon Valley Tuff): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 10,21+-0,03 Ma.
- **Heise Volcanic Field:** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 6.65-4,45 Ma
Die ersten drei rhyolithischen Eruptionen, Blacktail Tuff (6,65+-0,03 Ma), Walcot Tuff (6,27+-0,04 Ma) und Conant Creek Tuff (5,51+-0,13 Ma) lieferten zusammen rd. 2250 km³ Magma. Die Eruption des Kilgore Tuff förderte vor 4,45+-0,05 Ma. zusätzlich 1800 km³ Vulkanasche (aus MORGAN & McINTOSH 2005).
- **Yellowstone Volcanic Field:** (K/Ar: 2,1 Ma – rezent)
Die Island Park Caldera ist der Ursprung des Huckleberry Ridge Tuff (2,1 Ma). Ihre Ausmaße betragen 93 x 64 km, das Fördervolumen 2450 km³. Den Tuff findet man

von Kalifornien bis in die Gegend von St. Louis, MO. In ihrer Mitte sitzt die Henry's Fork Caldera (29x37km). Sie förderte vor 1,3 Ma etwa 280 km³ Mesa Falls Tuff. Die jüngste der Hotspot-Calderen ist die Yellowstone Caldera (0,64 Ma), die beim Ausbruch von 1000 km³ Lava Creek Tuff entstand.

2.4 Lagerstättenbildungen in den neogenen, rhyolithischen Calderen NW Nevadas und SE Oregons

Vorkommen von Uran und Quecksilber finden sich häufig in den hauptsächlich lakustrischen Calderenfüllungen und den sie umgebenden rhyolithischen Tuffen. Uran kann bereits bei geringen Milieuschwankungen seine Wertigkeit und somit seine Löslichkeit ändern. Es neigt zur Bildung von Komplexionen, die ebenfalls schon in engen Milieu-Bereichen zwischen löslich und unlöslich wechseln.

Von den etwa 500 bekannten Uranvorkommen im Great Basin sind über die Hälfte an sauren rhyolithischen Vulkanismus gebunden, der im Känozoikum über das Gebiet fegte- der Rest an saure mesozoische Intrusivgesteine.

So verwundert es nicht, dass vor allem die Uranprospektion maßgeblich zur Erforschung der NW' Calderen des Yellowstone Hotspot Track beitrug.

Die Arbeiten von STAATZ & BAUER (1951), CARSIDE (1973), HENRY (1978), ZIELINSKI (1982), CATHRALL et.al., GREEN und TOUCHEK et.al. im USGS-Bulletin-1538 (1984), HENRY & CASTOR (2000) oder NASH (2010) markieren Phasen intensiver Prospektionstätigkeit. Die Inbetriebnahme etlicher Uran-Minen scheiterte häufig, trotz erteilter Abbaugenehmigung, aus Rentabilitätsgründen.

Uran wird in Form von Yellow Cake gehandelt. Der Hauptbestandteil (70-90 %) darin ist Triuranooxid (U₃O₈). Die Gesamtförderung der USA an Uran betrug 1980: 19,8x10⁶ kg, 1998: 2,2x10⁶ kg und seit 2000: etwa 1,5x10⁶ kg/a. Weltmarktführer 2012 war Kasachstan (21,3x10⁶ kg) vor Canada (9,0x10⁶ kg) und Australien (7,0x10⁶ kg).

Von 1980 bis zum Jahr 2000 fiel der Preis von einem pound (434 g) U₃O₈ von \$ 40 auf rund \$ 10, bevor er 2007 rasant auf \$ 140 anstieg. Seitdem ist wieder ein deutlicher Rückgang der Weltmarktpreise zu verzeichnen, die sich nunmehr seit Jahren um die \$ 35 einpendeln (Januar 2016: \$ 34,65).

Oregon Energy plante trotzdem die Produktion des Aurora Uranium Project im McDermitt Volcanic Field aufzunehmen. Die Explorationsphase fand bereits zwischen 1977 und 1980 statt. Es wurden insgesamt 600 Bohrungen mit einer Gesamtlänge von ca. 20,5 km abgeteuft. Man rechnet mit 15,4 mio t Erz und einer Ausbeute von 7.700 t U₃O₈. Ebenfalls von Oregon Energy stammten Pläne für einen Urantagebau im Virgin Valley. Die Firmen-Homepage wurde 2015 aus dem Netz genommen (ein Schelm, wer Böses dabei denkt).

Näheres über die Entwicklung der Eigentumsverhältnisse findet man z.B. unter Energy Ventures (ASX:EVE) und Uranium One. Auch im Grand Canyon Nationalpark soll die in den 80 er Jahren genehmigte Canyon Mine, trotz erheblicher Bürgerproteste, nun doch die Förderung aufnehmen.

Nach FIERO (1986) wurden die Uranvorkommen im Verlauf der Great Basin Entwicklung gebildet. In Folge einer Hebung der Vulkangebiete waren diese der Verwitterung ausgesetzt (diese Annahme trifft nicht auf das Virgin Valley zu) und Uran wurde aus vulkanischen Glaspartikeln, in denen es gefangen war gelöst und mit dem Grund- und Oberflächenwasser

abtransportiert. Anschließend erfolgte die Wiederausfällung und Anreicherung der Uran-Ionen in sauerstofffreiem Milieu. Diese reagierten dabei mit huminsäurereichen Verwitterungslösungen zu Uranyl (UO_2^{2+})-Humat. Uranyl-Komplexsalze können schon bei einem pH von 7 und Zimmertemperatur durch Reduktion mit Schwefelwasserstoff (H_2S) oder Pyrit (FeS_2), als Pechblende (UO_2) abgeschieden werden (also eine Reduktion von U^{6+} zu U^{4+}). So kann fein-körniges, meist diffus verteiltes Pecherz ohne jegliche Temperaturerhöhung im Grundwasserbereich entstehen. Dieser Vorgang kann sowohl syn- als auch epigenetisch verlaufen.

In der Virgin Valley Formation wurde Uran vermutlich bei der von UNGER, FIEST & NIEMEYER (1990) beschriebenen in situ Bentonitgenese durch Verwitterung eingewehter rhyolithischer- bis dazitischer Glasaschen in Tümpeln und Seen freigesetzt.

Ferner erwähnt HENRY (1978) uranhaltige silikatische Kavernenfüllungen in Canyon Rhyolite und CASTOR & HENRY (2000) beschreiben uranführende Klüfte und Breccien in rhyolithischen Laven (Canyon Rhyolite) entlang der RFZ im Kontaktbereich zur Virgin Valley Formation, die als weitere Uran-Lieferanten in Frage kommen.

Lakustrische Calderenfüllungen wie im Virgin Valley, die reich an organischem Material waren wurden zum Speichersediment. Neben organischen Verbindungen wirken Tone, vor allem Bentonite, gelförmige Aluminium-, Mangan- und Eisenverbindungen sowie Kieselsäuregele (Opal) stark adsorbierend.

ZIELINSKI (1982) beschreibt einen direkten Zusammenhang zwischen Urananreicherung und Opalvorkommen im Virgin Valley. Er untersuchte 19 opalreiche Horizonte an der Westseite des Tals und fand darin zwischen 7,0 und 242 ppm Uran. In einem hellgrünen Opal maßen STAATZ & BAUER (1951) sogar 1200 ppm. Neben diffus verteilter feinkörniger Pechblende wiesen STAATZ & BAUER (1951) kanarienvogelgelben, pudrigen Carnotit ($\text{K}_2[\text{UO}_2/\text{VO}_4]_2 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$) als einziges sichtbares Uranmineral nach.

Uranhaltiger Opal tritt in den Sedimenten meist als Verdrängung von Diatomit oder rhyolithischer Fallaschen (z.B. Bentonit) auf. Häufig wird organisches-, i.d. Regel Pflanzenmaterial, in den Ablagerungen der Virgin Valley Formation ersetzt, wodurch u.a. opalisierte Koniferenzapfen entstehen können.

Spaltspurenanalysen zeigen homogen fein verteiltes Uran innerhalb der Opalstruktur. Dies lässt nach ZIELINSKI (1982) auf eine gemeinsame Ausfällung von Uran und Opalgel schließen. Flüssigkeitseinschlüsse, die in Opalersetzen von Diatomit erhalten sind, deuten auf niedrige Salinität und Homogenisierungstemperaturen im epithermalen Bereich (ca. 200°C) hin. Laut U/Pb-Altersdatierungen fand die Uran-Opal-Ausfällung im späten Pliozän statt (ZIELINSKI 1982). Dies fällt mit einer Phase vermehrter tektonischer Aktivitäten im Great Basin zusammen. Die teils steil einfallenden Störungen wie auch die ring fracture zones (RFZ) dienten als Aufstiegskanäle für hydrothermale Grundwässer in höhere Bereiche. Bei niedrigeren pH-Werten konnte, z.B. bereits abgeschiedene Pechblende wieder in Lösung gehen und mit dem Opalgel reagieren.

Das Virgin Valley erlangte durch seine Edelopal-Vorkommen, aber vor allem durch opalisierte Koniferenzapfen Bekanntheit (GREGOR, FIEST & SEIDL 2017, dieser Band.). Für die schillernde Färbung ist nicht zuletzt in die Opalstruktur eingebundenes Uran verantwortlich.

Neben Urananreicherungen treten Anomalien bei den Mineralen Antimon, Arsen, Barium, Mangan, Molybdän, Quecksilber, Wolfram und im Verhältnis Cadmium zu Zink auf. Epithermale Goldanreicherungen enthalten im Schnitt nicht mehr als 0,05 g/t (ppm). Nur in den Bald

Mountain claims wurden als Höchstwerte einmal 1,4 g/t und dreimal 0,3 g/t Gold sowie durchschnittlich 113 g/t Silber gemessen (s. CATHRALL et.al.1984).

Die Goldvorkommen der Hog Ranch-Mine (z.B. BUSSEY 1996) sind nach COBLE & MAHOOD (2016) in postcaldera RFZ-Lavas der Cottonwood Creek Caldera zu finden. UNGER (2008: z.B. Fig.1) bezeichnet den Lagerstättentypus, der vornehmlich an bimodalen Basalt-Rhyolith-Vulkanismus und neutrale epithermale (auf etwa 200°C erhitzte meteorische) Wässer gebunden ist als low-sulfidation epithermal.

Berühmtheit erlangten die in NE Nevada unter anderen stratigraphischen und geologischen Bedingungen entstandenen Goldlagerstätten des Carlin-type, z.B. Goldstrike- mit Betze-Post-, oder Cortez- und Twin Creeks-mine.

Das McDermitt Volcanic Field war von 1933 bis 1989, mit den Minen Opalite, Bretz, McDermitt, Cordero und Ruja das größte Quecksilber-Fördergebiet der USA. Die größten Einzelproduzenten waren von 1933-1970 der Untertageabbau Cordero und von 1975-1989 der Tagebau McDermitt.

Die hydrothermalen Vererzungen finden sich in Opalite, Ruja und McDermitt entlang der N bis NE RFZ horizontbeständig als Verdrängung in verwitterten Calderasedimenten. RYTUBA (1976) nimmt eine Bildungstemperatur von rd. 200°C und eine mindest-Bildungstiefe von 150 m an. Am Ostrand der Caldera, in Cordero und Bretz, erfolgte die Vererzung entlang einer Abschiebung (Kollapsstruktur eines kleineren Kessels innerhalb der Caldera?) in peralkalischen intracaldera ash-flow Tuffen. Meist liegt Quecksilber (Mercury) in Form von Zinnober (HgS) vor. Nur in McDermitt, das zwar dem Sedimenttyp angehört, aber mit der erwähnten Abschiebung in Verbindung steht, tritt ebenfalls Corderoit ($\text{Hg}_3\text{S}_2\text{Cl}_2$) auf. Auch Quecksilber ist häufig mit Opal vergesellschaftet, geht jedoch keine so enge Beziehung ein wie Uran-Opal im Virgin Valley.

Neben Quecksilber findet man in McDermitt auch reiche Lithium- und Uranvorkommen, signifikante Ressourcen an Antimon und Gallium sowie in den letzten Jahren entdeckte Goldvorkommen.

Im Liegenden der ehemaligen Quecksilberminen von Cordero und McDermitt wurden entlang der bereits erwähnten Abschiebung unterhalb einer silikatischen Abdeckung reiche "low-sulfidation epithermal" Gold- und Silber-Anreicherungen erbohrt. Die Vererzungszonen sind entweder flach gelagert oder mit Quarzadern und Klüften vergesellschaftet. Analysen ergaben bis zu 1,08 g/t Gold und 11,55 g/t Silber. Die Prospektionsarbeiten wurden zwischen 2007-2010 von der Navgold Resource Corp. durchgeführt. 2012 erwarb die Silver Predator Corp. die Firma und hält jetzt zu 100 % die Gold- und Silberrechte im Gebiet.

Die Ablagerungen des bereits angesprochene Aurora Uranium Projects liegen wie die von Cottonwood Creek (es besteht keine Beziehung zu gleichnamiger Caldera im HRCC) an der NNE RFZ in Nachbarschaft zur Bretz-Mine und enthalten Coffinit, Uraninit, Chalcodon und Opal sowie div. Sulfide. Epithermale Spurenelemente sind weniger angereichert. Über bekannt ehemals erzführenden rhyolithischen Tuffen, aus denen Uran hydrothermal gelöst wurde, folgen auf einer Fläche von 3,7 x 1,1 km bis zu 50 m mächtige, andesitische Basaltlagen mit zwei linsenförmigen Vererzungszonen (NASH 2010). Diese werden von einer lakustrischen Calderenfüllung und einem weiteren Rhyolithuff überlagert.

Vererzungen des Kings River district, besonders der Moonlight Mine sind nach CASTOR & HENRY (2000) an den Bereich (Moonlight fault) gebunden, wo die SW RFZ kretazischen Granit und tertiären Präcaldera-Rhyolith von abgesackter Calderafüllung trennt.

Nach RHYTUBA (1976) reicherten sich Pechblende (UO_2) und Autunit ($\text{Ca}[\text{UO}_2/\text{PO}_4]_2 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) gemeinsam mit Quarz, Fluorit (CaF_2) und Pyrit (FeS_2) in einer brecciösen Störungszone bei etwa 340°C an. CASTOR & HENRY (2000) nehmen an, dass die Mineralisierung im tiefsten Teil des Systems nahe des Calderabodens in einer Teufe von 1000 m stattfand. Im Gegensatz zum epithermalen Aurora-Vorkommen sind Spurenelemente wie Ag, As, Au, Mo, Sb, Te und Zr stark angereichert, Opale fehlen. HENRY et.al. (2016) datieren die hydrothermalen Tätigkeiten im Gebiet der Moonlight Mine fast gleichzeitig mit dem Kollaps der McDermitt Caldera vor $16,34 \pm 0,06 \text{ Ma}$ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Die Sedimentgebundenen Lithiumvorkommen bildeten sich vor $14,87 \pm 0,05 \text{ Ma}$ ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Das Alter der Quecksilber Lagerstätten im N und NE der Caldera werden mit $15,7 \pm 0,4 \text{ Ma}$ (K/Ar) angegeben.

Abbauwürdige Seltene Erden (REE) findet man in der Three Fingers Caldera (siehe MARCY: 2013). Dort sind Gehalte von bis zu 5000 ppm Yttrium, 2400 ppm Neodym, 2000 ppm Lanthan und 1500 ppm Cer nachgewiesen.

Auch aus dem McDermitt Volcanic Field sind potentielle Ressourcen Seltener Erden bekannt (z.B. RYTUBA et.al. 2013).

Die vielschichtige geologische Geschichte der Calderen hat zu zahlreichen Mineralisierungsprozessen und Lagerstättentypen geführt. Geophysikalische Messungen ergaben, dass Postkollaps-Intrusionen für die Ausbildung hydrothermalen Systeme ausschlaggebend waren.

3 Faunen und Floren sowie Standort und Biotop

Eine stratigraphische Korellation mit den amerikanischen Epochen und die Abfolge der amerikanischen Säugetierzonen zeigen Abb.17 und 18.

3.1 Faunen

Die Entdeckung und Beschreibung der Virgin Valley- sowie der Thousand Creek Fauna, gehen bereits auf MERRIAM (1907, 1910 u. 1911) sowie KELLOG (1910) zurück - die der High Rock Canyon Fauna auf MERRIAM (1910 u. 1911).

Im Barstovian haben die Faunen des Great Basin mit denen der Great Plains keine chronostratigraphische Beziehung. Sie verbleiben vielmehr bei geringer Diversität mit endemischem Charakter. Dies muss wesentliche Umweltunterschiede quer durch Nordamerika widerspiegeln (TEDFORD et.al. 2004).

3.1.1 Massacre Lake Local Fauna

Faunenliste siehe Tab.1

Das Seengebiet um den Massacre Lake wird geologisch von PROTHERO et.al. (2008) nach SWISHER (1992) wie folgt beschrieben: Eine dünne Lage Massacre Lake Basalt (Unit 2) im Liegenden wird von tuffitischen Silt- und Sandsteinen (Unit 3) überdeckt. Die Fauna stammt aus gelblich bis bräunlich gefärbten, siltigen Tuffen von einer etwa 10 km W des Massacre Lake gelegenen Fundstelle. Der Faunenhorizont entspricht der Unit 4. Den Abschluss bildet ein hellgrau gefärbter ash-flow tuff (Unit 5). Dieser Ignimbrit wird auch als Tuff of Big Basin bezeichnet. SWISHER (1992) datierte die Unit 2 auf $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: $16,39 \pm 0,03 \text{ Ma}$ und Unit 5

auf 16,47±0,035 Ma. Der Wert für Unit 5 wurde von WOODBURNE & SWISHER (1995) auf 16,2 Ma revidiert.

Die Einzelfunde müssen sorgfältig aus verkieselten Knollen herauspräpariert werden.

PROTHERO et.al. (2008) beschreiben die Faunenvergesellschaftung als teils endemisch mit spät-hemingfordianem (He2) Charakter (Tab.1). *Bouromeryx*, *Subdromomeryx*, *Dromomeryx*, *Teleoceras* und *Paraplihippus* treten nach TEDFORD et.al. (2004) im He2 erstmals auf, *Protomarctus* letztmals (WANG et.al. 1999). JANIS et.al. (1998) und TEDFORD et.al. (2004) stufen die Fauna ebenfalls in das He2 ein, wofür ebenfalls die Isotopendatierungen sprechen. Nach TEDFORD et.al. (2004) besteht die Fauna aus einer einmaligen Mischung westlicher^W und hemingfordianer Great Plains-Arten^{GP} mit Formen, die später im Barstovian des Columbia Plateau^{CRP} Bedeutung erlangten. Der Fund von *Zygalophodon* ist der bisher älteste seiner Art (mit Fragezeichen) in Nordamerika. Im Allgemeinen wird die Grenze Hemingfordian - Barstovian als Proboscidier-Datum angesehen.

3.1.2 High Rock Canyon Local Fauna

Faunenliste siehe Tab.2

Der High Rock Canyon hat sich erosiv in die Hanging Rock Caldera eingegraben. Er liegt rd. 50 km SW dem Virgin Valley.

NOBLE et.al. (2009) konnten zwei faunenführende Tuff-Lahar Folgen datieren (⁴⁰Ar/³⁹Ar: 15,62±0,06 und 15,96±0,10 Ma), die zeitlich mit dem frühen Barstovian (Ba1) zusammenfallen. Auch JANIS et.al. (1998) stellen die Fauna in das frühe Barstovian (Ba1).

TEDFORD et.al. (2004) bezeichnen sie irrtümlich als High Rock Lake Local Fauna. Ihre Einstufung in das späte Barstovian (Ba2) wäre schon laut Isotopendatierung nicht haltbar und dürfte auf einem Übertragsfehler basieren.

Die Gattungen *Merycodus*, *Hypohippus* und *Parahippus* erscheinen nach TEDFORD et.al. (2004) erstmals im späten Hemingfordian (He2), *Parablastomeryx* letztmals im frühen Barstovian (Ba1). *Tomarctus* bzw. *Tephrocyon* sind auf das frühe Barstovian (Ba1) beschränkt. *Parahippus* reicht, heute allgemein anerkannt, noch in das frühe Barstovian (Ba1).

3.1.3 Virgin Valley Local Fauna

Faunenliste siehe Tab.3

Die Fauna stammt nach MERRIAM (1907, 1910 und 1911) aus dem lower member of the Virgin Valley beds, d.h. aus der Virgin Valley Formation bzw. den tuffaceous sedimentary rocks im Hangenden des Canyon Rhyolite (16,15 Ma).

Die Formation untergliedert er, leicht irritierend, weiter in die lower-, middle und upper beds (siehe B1), wobei die Säugerreste vor allem aus dem unteren- und oberen-, die meisten Pflanzenreste und ein Lignithorizont dagegen aus dem mittleren Schichtpaket stammen.

Leider wurden die unteren- und oberen Virgin Valley Faunen meist gemeinsam betrachtet obwohl schon MERRIAM (1907) auf den stratigraphisch unterschiedlichen Faunencharakter hinwies. Noch dazu stammt das Faunenmaterial vom Virgin Valley und Thousand Creek nach DAVIS & PAYENSON (2007) aus etwa 30 bisher veröffentlichten Aufschlüssen, von denen die N^o des Virgin Creek gelegenen zudem meist auf Hanggrutschmassen beschränkt sind. Zwischen den Einzelaufschlüssen liegt ein Höhenunterschied von über 200m.

Bisher wurde die Virgin Valley Local Fauna wie folgt eingestuft:

- PAPP & THENIUS (1959): Hemingfordian bis Barstovian
- TEDFORD et.al. (1987): Hemingfordian (He2) bis frühes Barstovian (Ba1)
- TEDFORD et.al. (2004): frühes Barstovian (Ba1)
- DAVIS & PEYENSON (2007): Barstovian
- JANIS et.al. (1998) : frühes Barstovian (Ba1)

Neuere chronostratigraphische Ergebnisse (z.B. NASH & PERKINS: 2012) legen nahe, dass die untere Virgin Valley Fauna durchaus noch Hemingfordian-Anteile enthalten kann. Speziell wären dies MERRIAM's Aufschlüsse No.1091 und 1065 knapp unterhalb den Braunkohlelagen. Nach TEDFORD et.al. (2004) deutet *Protomarctus* auf spätes Hemingfordian (He2) hin. Im frühen Barstovian (Ba1) erscheinen *Merychys* und *Procamelus* erstmals. *Tephrocyon* ist für das Ba1 leitend. Der Fauna fehlen die meisten Great Plains-Formen und werden durch ähnliche Columbia Plateau- Äquivalente ersetzt.

Zwei datierte Tuffhorizonte ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 15,85 \pm 0,05 und 15,18 \pm 0,03 Ma) grenzen die Fauna stratigraphisch ein (TEDFORD et.al. 2004). Um welche Tuffhorizonte es sich im Speziellen handelt und wie diese stratigraphisch zu den ältesten Faunenfinden im Virgin Valley stehen wird nicht erwähnt. Die Abfolge könnte bis in das späte Barstovian (Ba2) reichen, da z.B. *Eucastor* und *Mylagaulus* (nach TEDFORD et.al. 2004) im Ba2 erstmals, *Oreolagus*, *Moropus*, *Parablastomeryx* und *Dromomeryx* letztmals im Great Basin erscheinen sollen. Jedoch fehlen typische spätbarstoviane Equidae wie *Megahippus*, *Callippus*, *Neohipparion*, *Pliohippus*, *Protohippus*, *Dinohippus* oder *Hipparion*, ebenso wie Clarendonian-Formen.

3.1.4 Thousand Creek Local Fauna

Faunenliste siehe Tab.4

Die Fauna stammt aus der Thousand Creek Formation, einer rd. 30m mächtigen Serie aus Aschen, Tuffen und vorherrschend Sanden, die das Thousand Creek Becken randlich begrenzen. Die Schichten lagern fast durchweg horizontal.

MERRIAM (1907, 1910 und 1911) bezeichnete die Ablagerungen noch als upper member of the Virgin Valley beds.

Virgin Valley- und Thousand Creek Formation werden stratigraphisch von Mesa-Basalten (= Catnip Creek Basalt nach GREEN: 1984) getrennt. Sedimentologisch ist die Grenze zur liegenden Virgin Valley Formation kaum feststellbar, obwohl eine etwa 5 Ma bestehende Diskordanz zwischen ihnen liegt.

Die Fauna wurde u.a. von MERRIAM (1910 u.1911), PAPP & THENIUS (1959) und PROTHERO & DAVIS (2008) bearbeitet. Zuletzt beschrieben DAVIS & CALEDE (2012) die Antilocapridae (Gabelböcke) und DAVIS & McHORSE (2013) die Camelidae von Thousand Creek.

Die Zusammensetzung der Thousand Creek Fauna hat Merkmale einer Gemeinschaft in der Umgebung eines Seeufers (DAVIS & McHORSE 2013).

TEDFORD et.al. (1987 u. 2004)), DAVIS & CALEDE (2012) und DAVIS & McHORSE (2013) stufen die Fauna in das frühe Hemphillian (Hh1/Hh2) ein und geben ihr ungefähres Alter mit 8 Ma an. Im jüngeren frühen Hemphillian (Hh1) treten, z.B. der Biber *Dipoides* (TEDFORD et.al. 2004) sowie die Antilopen *Illingoceras* und *Sphenophalos* (PROTHERO et.al. 2008) erstmals auf. Zudem ist *Illingoceras* eine Leitform für Hh1. Im Verlauf des Hh2 verschwinden u.a. *Epicyon*, *Procamelus* und *Pliohippus* sowie allgemein *Hipparion*, *Calippus*

und *Protohippus*, die im Clarendonian charakteristisch waren. Anzeichen für clarendoniane Faunenanteile gibt es keine.

Analysen eines im höheren Bereichs der Thousand Creek Formation eingeschalteten Rattlesnake ash-flow tuff-Horizonts ergaben ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 7,26 bzw. 7,05 Ma (s. PROTHERO & DAVIS 2008: Fig.4) und bestätigen die stratigraphische Zuordnung zum frühen Hemphillian.

3.1.5 Sucker Creek Lokal Fauna

Faunenliste siehe Tab.5

NASH & PERKINS (2012) grenzen die Sucker Creek Tuffabfolge zwischen rd. 15,7 und 14,0 Ma ein. Nach PROTHERO et.al. (2008) stammt die Fauna aus Lagen unterhalb des Obligator fall-out tuff ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 14,93 Ma).

Somit müsste die Einstufung von TEDFORD et.al. (1987) oder JANIS et.al. (1998) in das späte Barstovian (Ba2) aufgrund der Isotopendatierungen und des Vorkommens von *Parahippus* in frühes Barstovian (Ba1) geändert werden. So sehen es dann auch TEDFORD et.al. (2004).

3.1.6 Eastgate Local Fauna

Faunenliste siehe Tab.6

Die Fauna stammt aus den basalen Partien der Monarch Mill Formation des Middlegate Basin im W` Zentral-Nevada. Der Faunenhorizont überlagert die Florenschichten der Middlegate Formation. Fauna wie Flora werden übereinstimmend dem Barstovian zugeordnet (SMITH et.al. 2016 und WANG et.al. 1999). WOLFE et.al. (1997) schätzen ihr Alter auf etwa 15,5-16 Ma. SWISHER (1992: table 5.3.2) datiert den unterlagernden Middlegate Tuff auf $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 15,5 Ma (Biotit), 15,86 Ma (Anorthit) und 15,95 Ma (Plagioklas).

Die Faunenkomposition ist gut mit der von High Rock Canyon, Virgin Valley sowie Trout Creek und Sucker Creek zu vergleichen.

Auf die Standort-Interpretation von SMITH et.al. (2016), die sowohl für die Eastgate Fauna, wie auch die Middlegate Flora eine Höhenlage von 2700 bis 2800 m/NN annehmen, wird in Kapitel 3.3 gesondert eingegangen.

3.2 Floren

Hier wird ein kurzer Überblick zu den im Gebiete vorkommenden Floren gebracht, der aber weder Anspruch auf Vollständigkeit, Sicherheit der Bestimmungen oder weiterer Daten erhebt, sondern zur Unterstützung der Faunenspektren und des in einem eigenen Beitrag (GREGOR, FIEST & SEIDL 2017, in diesem Heft) besprochenen Fossilmaterials von *Picea opallios* dienen soll.

3.2.1 Virgin Valley Flora

Auf der Internetseite www.goldnuggetwebs.com/VVOPALS/ werden aus den Sedimenten der Virgin Valley Formation Funde von Mammutbaum (*Sequoia*), Fichte (*Picea*), Hemlock-Tanne (*Tsuga*), Zeder (*Cedrus*), Lärche (*Larix*), Edelkastanie (*Castanea*) und Birke (*Betula*) erwähnt. Hierbei handelt es sich um mehr oder weniger opalisierte und verkieselte Ast- und Stammreste, die häufig in den Sedimenten der tuffaceous sedimentary rocks vorkommen.

Eine wissenschaftliche Bearbeitung steht allerdings noch aus – nach eigenen Erfahrungen von Autor GREGOR sind viele Bestimmungen von Hölzern reine Phantasie und nicht durch Dünnschliffe nachgewiesen!

Ferner sind nicht näher bestimmte Koniferen-Zapfen bekannt. Die in diesem Band von GREGOR, FIEST & SEIDL 2017 bearbeitete *Picea opallios* bildet hier die Ausnahme.

Stratigraphisch dürften die meisten Funde aus dem Bereich zwischen den Horizonten von Mascall ash (15,77 Ma) und Huntington-1 tuff (15,35 Ma) stammen.

MUSTEO (2015) hat in einer mineralogisch orientierten Arbeit Notizen zu opalisierten Hölzern gebracht, wobei er auch das Virgin Valley erwähnt, allerdings keine Taxa, sondern die Opalisierungsvorgänge. Er vergleicht die Funde aus dem Virgin Valley mit anderen Fundstellen silifizierter Funde: McDermitt (Humboldt Co.), Middlegate (Churchill Co.), usw.

HUBER hat sich (2009: 18-47) mit den Fossilien des Virgin Valley beschäftigt, ohne ebenfalls irgendwelche Bestimmungen vorzunehmen, sondern hat sich auf die Schönheit der Opalhölzer beschränkt. Bei den opalisierten Zapfen zeigt er hervorragende Exemplare und erwähnt die *Sitka*-Fichte als mögliche rezente Vergleichsart (ibid. S. 49-51 sensu GREGOR). In der Royal Peacock Mine treten dabei auch inkohlte Zapfen auf, die als Fusit ausgebildet sind, also zu Lebzeiten bereits verbrannt waren.

CRABTREE (1963) hat eine neue Art *Picea wolfei* aus dem Virgin Valley mitgeteilt und vergleicht seine Funde mit folgenden rezenten *Picea*-Arten wie *Picea breweriana*, *Picea lahontense*, *Picea diettertiana*, etc.

3.2.2 Sucker Creek- und Trout Creek-Floren

Florenliste nach GRAHAM (1963) und TAGGERT (1973) siehe Tab.7

Hier werden zwei benachbarte Floren miteinander verglichen, um Standortunterschiede u.ä. besser fassen zu können - Sucker Creek aus dem Lake Owyhee Volcanic Field und Trout Creek aus BARROW's Einheit 3 der Trout Creek Formation.

Stratigraphische Vorgaben: Beide früh-Barstovian (Ba1)

NASH & PERKINS (2012) parallellisieren die Trout Creek Flora mit dem oberen Teil der Virgin Valley Formation und stufen sie etwas jünger ein als die Sucker Creek Flora.

Ein kurzer Vergleich der beiden Floren ergibt eine etwa hälftige Übereinstimmung, wobei die Unterschiede folgendermaßen aussehen:

Koniferen häufiger bei der Trout Creek Flora: *Abies*, *Chamaecyparis*, *Keteleeria*, *Picea*, *Pinus*, *Pseudotsuga*, *Thuja*, *Tsuga*.

Seerosen nur bei der Trout-Flora – *Nymphaea*, zusammen mit Schachtelhalm und Farnen: *Equisetum* und *Polypodium*

Auwaldformen sind in beiden Floren vertreten: *Alnus*, *Celtis*, *Fraxinus*, *Gymnocladus*, *Nyssa*, *Platanus*, *Populus*, *Salix*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Zelkova*.

Mesophytischer Wald ist ebenfalls in beiden Floren vorhanden: *Acer*, *Betula*, *Carpinus*, *Castanea*, *Fagus*, *Ginkgo*, *Juglans*, *Leguminosae*, *Magnolia*, *Mahonia*, *Ostrya*, *Pyrus*, *Rosaceae*, *Quercus*.

Schilf wie *Typha* und Sumpfbewohner wie *Glyptostrobus* sind fast „Ausreißer“ in den Floren, da sonst keine weiteren Formen dieser Fazies auftreten.

Als kurze Ergänzung sei auf EUBANKS 1966 verwiesen, der zusätzlich zu Blättern und Fruktifikationen die Hölzer der Sucker Creek Flora vorgestellt hat, wenn auch nur grob nach Gattungen bestimmt:

Acer (maple), *Alnus* (alder), *Arbutus* (madrone), *Betula* (birch), *Castanopsis* (chinquapin), *Celtis* (hackberry), *Evodia*, *Fraxinus* (ash), *Pinus* (pine), *Platanus* (sycamore), *Populus* (cottonwood), *Prunus* (wild cherry), *Sequoia* (redwood), *Ulmus* (elm), *Umbellularia* (laurel).

Er erwähnt aber deutlich: „Of these the *Castanopsis*, *Celtis*, *Evodia*, *Prunus*, *Sequoia*, and *Umbellularia* do not correspond to the genera named from the studies by CHANEY & AXELROD (1959) and GRAHAM (1962). However, all of these except *Evodia* are found in other portions of fossil forests of the Miocene epoch in Oregon”.

3.2.3 Middlegate Flora

Florenliste siehe Tab.8

Stratigraphische Vorgabe: Die Flora stammt aus dem obersten Horizont der Middlegate Formation, direkt unterhalb der Eastgate Local Fauna und wird wie diese in das untere Barstovian (Ba1) gestellt.

Im Internet findet man unter <http://inyo.coffeecup.com/site/middlegate/middlegate.html> einen Exkursionsführer zu dieser Flora mit allen geologischen Angaben. Das Alter der Flora liegt bei etwa 16 Mio. Jahren (vgl. 3.1.6 Altersdatierungen der hangenden Eastgate Fauna) und dürfte zeitgleich sein zur *Picea opallios* (GREGOR, FIEST & SEIDL 2017, dieser Band).

3.2.4 Aldrich Station Flora

Florenliste siehe Tab.9

Stratigraphische Vorgabe: spät-Barstovian (Ba2), etwa 13-12,5 Ma und fällt somit in die in NW-Nevada und SE-Oregon verbreitete Schichtlücke.

Diese Flora stellt eine typische jungtertiäre Vergesellschaftung dar, in der Auwaldelemente (*Populus*, *Salix*, *Fraxinus*, *Platanus*, *Ulmus*, *Zelkova*) mit mesophytischen Elementen (*Quercus*, *Mahonia*, *Aesculus*, *Amorpha*, *Rhamnus*, *Bumelia*) vergesellschaftet sind. Die Dominanz der Koniferen mit 9 Taxa (*Thuja*, *Pinus*, *Tsuga*, *Sequoiadendron* usw.) ist typisch für diese Mischung, ergänzt durch Feucht- bzw. Sumpfbewohner wie *Alnus* oder *Myrica*.

3.2.5 Upper Cedarville Pit River Flora

Florenliste siehe Tab.10

Stratigraphische Vorgabe: spät-Barstovian (Ba2) und fällt wie die Aldrich Station Flora in die Schichtlücke im Gebiet der drei bearbeiteten Vulkanzentren.

Die SW der Charles Sheldon Antelope Range gelegene Upper Cedarville Pit River Flora würde gut zu unserer Fichte passen, obwohl sie einen fast warmen, subtropischen Charakter hat und die Sitka-Fichte kühlere Bedingungen anzeigt.

3.2.6 Weitere Floren im Überblick

Florenlisten siehe Tab.11-16

Die folgenden Florenlisten wurden nur auf Koniferen hin untersucht und die *Picea*-führenden hier kurz zusammengestellt (aus MILLAR 1996). Es wird jeweils die Familie angegeben, die fossile Art und dann eine oder mehrere rezente Vergleichsarten, soweit möglich. In manchen

Fällen wird die fossile Art nicht näher bestimmt, sondern der rezenten nächsten Verwandten zugeordnet – z.B. bei *Picea magna*.

3.2.7 Auswertung der genannten Floren

Allen Floren gemeinsam sind scheinbar hohe Koniferenwerte – dies im Gegensatz z.B. der Molasse-Floren Süddeutschlands (GREGOR 1982). Des Weiteren sind fast alle Arten der Pinaceen nur durch Samen, Schuppen oder Nadeln vertreten – nicht durch Zapfen, wie bei der *Picea opallios*. Die mesophytischen Elemente bei einigen Floren entsprechen generisch ebenfalls denen der Molasse, verständlich, da es sich um flußbegleitende Taxa (*Populus*, *Salix*) handelt bzw, um Elemente, die auch unabhängig vom Grundwasser sind (Juglandaceen, Fagaceen usw.).

Leider lässt sich keine einzige *Picea sitchensis*-Form in den Listen finden – das unterstreicht die Besonderheit der vorgelegten fossilen Funde (vgl. bei GREGOR, FIEST & SEIDL 2017 dieser Band).

Andererseits haben wir durchaus *Picea*-Befunde, wie *Picea breweriana*, *Picea magna*, *Picea sonomensis* und *Picea lahontense* in verschiedenen fossilen Gemeinschaften, die aber in ihrer Vergesellschaftung anders gelagert sind – außerdem sind meist nur Samen oder Nadeln überliefert!

Zum einen kommen also reine Koniferenbiotope vor, zum anderen gemischte Gemeinschaften eines gemäßigten Waldes (mesophytic forest).

3.3 Paläoökologische Ergebnisse

3.3.1 Standort und Biotop

Nach WOLFE et.al. (1997) lag W-Nevada während des Miozän auf 3000 mNN. SMITH et.al. (2016) nehmen diese Behauptung auf und siedeln die Middlegate Flora (siehe 3.2.2) auf 2700 bis 2800 mNN an. Auch die Eastgate Fauna (siehe 3.1.6) soll eine Gemeinschaft mittlerer bis großer Höhen gewesen sein. Das Gebiet sank erst später auf 1600 mNN ab. SMITH et.al. (2016) beschreiben die Flora als mixed coniferous and hardwood forest and chaparral-sclerophyllous shrubland. Da die Floren und Faunen von Middlegate bzw. Eastgate gut mit denen NW Nevadas und SE Oregons zu vergleichen sind, haben diese Behauptungen die Autoren dazu bewogen einige Aspekte zu hinterfragen und diese Aussagen zu entkräften.

Paläogeomorphologie

- FIERO (1986) beschreibt das Great Basin im Miozän als nahezu ereignislose vulkanische Ebene. Nur einige Kuppeln des inneren metamorphen Komplexes sowie die enormen Calderen veränderten dieses Bild gelegentlich. Die Heraushebung des Great Basin erfolgte ab etwa 5 Ma.
- DUNBAR (1959) bezieht sich auf AXELROD (1956): Das Oligozän war eine vergleichsweise ruhige Zeit, in der der größte Teil der Cordilleren zu Flachland reduziert wurde. Während des Miozän bestand im Great Basin ein moderates Relief. Die Sierra Nevada war von Miozän bis ins frühe Pliozän ein ausgedehntes Plateau auf etwa 900 mNN. Das Great Basin im W´ Nevada befand sich sogar nur auf rund 600 mNN. Die Temperaturen waren viel milder als heute und der Niederschlag reicher. Die Heraushebung setzte im späten Miozän begleitet von Bruchtektonik im Osten des

Beckens ein. Zu Beginn des Pleistozän begann die Heraushebung erneut und erreichte im mittleren Pleistozän ihren Höhepunkt. Die Bruchtektonik verlagerte sich dabei weiter nach W.

- Auch nach KING (1977) lag die Sierra Nevada im Miozän auf etwa 900 mNN- das Great Basin rund 300m tiefer. Heute findet man auf 2700 mNN Überreste miozäner blattabwerfender Bäume, die nicht höher als 750 mNN gewachsen sein können. Auch die Koniferen wuchsen in tieferen Höhengniveaus als heute. Die Sierra Nevada war nur eine ineffiziente Wetterbarriere für das Great Basin im Osten. Die tektonische Hauptphase fällt in das späte Tertiär bis Pleistozän. Gleiches gilt für die N' anschließende Cascade Range (Kaskadenkette).
- Die Sierra Nevada war bis vor einigen Millionen Jahren ein breites, gewaltes Flachland, bis Bewegungen an ihrer E-Front begannen sie zu heben, offensichtlich, da die westwärts-Entwicklung von Basin & Range die Sierra Nevada-Störung begründeten (ALT & HYNDMAN 2016: 22). Dies fand weit nach der Ablagerung von Middlegate Flora und Eastgate Fauna statt.
- SMITH et.al. (2016) schreiben sogar selbst: isostatic balance of a thinning crust requires subsidence not uplift. Also - der isostatische Ausgleich einer ausdünnenden Kruste bedingt eine Absenkung, keine Hebung.
- Im Gebiet des Virgin Valley und des High Rock Caldera Complex wurde das Paläorelief von den abgesackten Kesseln, dem umgebenden Calderawall sowie den Ring Fracture Zones geprägt, nicht von gebirgsartigen Erhebungen. Die höchste Erhebung im Gebiet war vermutlich der äußere Calderen-Wall.

Flora und Fauna

Tiere und Pflanzen der Mascall Formation im mittleren Oregon bewohnten eine relativ flache Landschaft während einer warmen und feuchten Periode, die als Mittel-Miozänes Klimaoptimum bekannt ist (DILLHOFF & DILLHOFF: 2009). Hierzu passt auch der geologische Befund, dass sich in Tümpeln und Seen Bentonite und Zeolithe bildeten, keine Playa-Sedimente.

Die Faunen und Floren der früh-barstovianen (Ba1) Mascall Formation und die des Virgin Valley, High Rock Canyon, Sucker Creek und Trout Creek sind altersmäßig und kompositionell gut mit denen aus Middlegate und Eastgate zu vergleichen. Eine Karte der fossilen Florenfundpunkte (mit der Middlegate Flora) und eine Tabelle mit der stratigraphischen Abfolge von Floren in der Kalifornischen Region und den „Western Great Basins“ bringt AXELROD (1980: Fig. 1 und Tab. 1). Darin wird die Middlegate Flora zeitgleich mit der Virgin Valley Region angesehen.

Fauna

Hier sollen nur drei Beispiele für zoologische Modelle in Amerikas Vorzeit gebracht werden, die wiederum auf die Umweltbedingungen damals schließen lassen.

- Der größte Teil der Fauna ernährte sich von Blättern und Früchten von C3-Pflanzen, nicht von Koniferen.

- Mountain Beaver = *Liodontia* gehören zu den Stummelschwanz-Hörnchen, die höhere Lagen meiden und in tieferen Regionen entlang Flussläufen und in Sümpfen leben.
- Das Rhinoceros *Teleoceras* ähnelt den heutigen Flusspferden und lebte möglicherweise wie diese semi-aquatisch.

Insgesamt sind von Faunenelementen weniger Daten zu gewinnen als von Floren, die ökologisch und klimatisch besser fassbar und nicht beweglich sind, was sie zu Standortverhalten zwingt.

Biotop und Nahrung

MAGUIRE (2015) untersuchte Isotopen-Signaturen im Zahnschmelz von Equiden der Mascall Formation in Oregon.

Hohe ^{14}O -Werte sind ein Anzeichen für meteorisches- also Niederschlags-Wasser. Grasende Wildtiere (grasfressende grazer) decken ihren Wasserbedarf fast ausschließlich durch trinken und lagern dementsprechend vermehrt ^{14}O ein – im Gegensatz zum blattfressenden (folivore browser).

Erhöhte ^{18}O -Werte deuten auf metabolisches- also Stoffwechsel-Wasser hin, das hauptsächlich in Blättern angereichert wird. Browser (Blatt und Kräuterfresser) decken 20-30 % ihres Wasserbedarfs durch Blattnahrung.

In Ökosystemen mit C3-Photosynthese wird mehr leichteres ^{12}C , in C4-Ökosystemen dagegen mehr schwereres ^{13}C in den Zahnschmelz eingebaut. C3-Pflanzen in häufig überfluteten Gebieten (waterstressed environments) weisen höhere Werte des Isotops ^{13}O auf.

Der C3-photosynthetic pathway ist typisch für Bäume, Sträucher und growing-cool-season grasses. Der C4-photosynthetic pathway wäre für growing-warm-season grasses (z.B. Präriegräser) oder Süßgräser (Poaceen und Gramineen) charakteristisch, die allerdings zu dieser Zeit (im Miozän bzw. Mittel-Miozän) in Oregon, aber auch im Great Basin Nevadas fehlten. Falls vorhanden bevorzugten auch heutige Pferde saftige Blätter. Dazu passen neuere Daten, dass die Evolution der Pferde keineswegs so einfach war, wie in den meisten Stammbäumen dargelegt (vgl. z.B. ORLANDO et.al. 2009). Alle von MAGUIRE (2015) untersuchten Equiden-Taxa im Zeitraum von spätem Oligozän bis mittlerem Miozän haben Zahnschmelz-Isotopen-Signaturen, die auf eine C3-Ernährung hinweisen. Die brachydonten *Desmatippus* und *Parahippus* ernährten sich wie der zu Hypsodontie neigende *Merychippus* hauptsächlich von Blättern. Hypsodontie wird im Miozän des Great Basin immer noch, unzutreffend, mit einer Lebensweise als grazer in einer Savannenumgebung gleichgesetzt, obwohl in den entsprechenden Floren nie Gramineen oder Poaceen nachgewiesen wurden.

MAGUIRE (2015) zeigt den Ausweg aus dieser misslichen Lage. In der vulkanisch geprägten Umgebung wurden zusammen mit Kräutern und Blättern automatisch auch Sand und Staub, i.d. Regel Silikate wie, z.B. scharfkantige vulkanische Gläser aufgenommen, die für vermehrte Abrasion der Kauflächen sorgten. Die sich langsam entwickelnde Hypsodontie, z.B. bei *Merychippus* oder *Pliohippus*, erwies sich phylogenetisch von Vorteil. Als sich die Landschaft gegen Ende des Miozän öffnete, waren Gemeinschaften mit großem Nahrungsspektrum wie *Acritohippus* an die neuen Umweltgegebenheiten besser angepasst. Andererseits hat EISENMANN Autor GREGOR in einer mündlichen Notiz bestätigt, dass die Hypsodontie ein Allometrie-Problem ist, kein „grass-feeding“ Problem (vgl. auch STRÖMBERG 2006).

Der Wechsel von C3- zu C4-Ernährung erfolgte in den westlichen USA erst vor etwa 7-8 Ma. Die ersten C4-Makrofossilien erreichten Nord Amerika aber schon vor ca. 12 Ma.

Nach KOHN & LAW (2006) haben C4- und CAM-Pflanzen die Faunenkomposition in Zentral- und SE-Oregon sowie SW-Idaho zu keiner Zeit signifikant beeinflusst. Selbst heute ist die C4- und CAM-Biomasse, trotz guter ökologischer Voraussetzungen, zu vernachlässigen.

FIELDS (1996) führte im Gebiet um Sucker Creek 200 C3-, 3 C4- und eine CAM-Pflanzenart auf. Alle 20 vorkommenden Gräser waren C3-Arten.

TÜTKEN & VENNEMANN (2009) untersuchten die Isotopenzusammensetzung von Schmelzproben herbivorer Großsäuger aus der Molassefundstelle Sandelzhausen (Bayern). Alle Taxa hatten eine ausschließlich auf C3-Pflanzen basierende Ernährungsweise. Die drei in Sandelzhausen vorkommenden Rhinocerotiden- liefern wie die drei Equiden-Arten aus Oregon jeweils unterschiedliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, was auf die verschiedenen Ernährungsweisen einzelner Gattungen bzw. Arten hinweist.

3.3.2 Florenzzusammensetzung

Die Middlegate Flora setzt sich nach MILLAR (1996) wie folgt zusammen: Seerosen, Rohrkolben und Schachtelhalme als Feuchtfazies-Anzeiger. Auwaldformen wie Platane, Pappel, Weide und Esche, kommen wie überall in fossilen Floren vor. Dazu Mesophytischer Wald mit Ahorn, Essigbaum, Mahonia (Berberitze), Birke, Eiche, Wildkirsche, Robinie, Gagelstrauch bzw. Farnmyrte, Kreuzdorn bzw. Säckelblume, Rosengewächse (Weißdorn), immergrüner Amerikanischer Erdbeerbaum, Avocado, Storaxbaum und *Cercocarpus betuloides*. Interessant ist, dass *Cercocarpus betuloides* nicht nur im chapparal-sclerophyllous shrubland, sondern auch im Nördlichen Eichenwald sowie im Yellow Pine Forrest verbreitet ist. Hinzu kommen Koniferen wie Thuja, Tannen, Fichten, Ponderosa-Kiefer und Mammutbaum.

Das von SMITH et.al. (2016) postulierte Ökosystem - chapparal-sclerophyllous shrubland (etwa macchia-ähnliche, hartblättrige Dornensteppe) wie es heute z.B. auf Baja California vorkommt, ist durch mediterranes Klima, also trockene, heiße Sommer und milde, regenreiche Winter gekennzeichnet. Zur Erinnerung sei hier erwähnt: humides Klima mit Bentoniten ohne Playa! - dies also ein Virginia-Klima mit humiden Sommern!

Die meisten der von MILLAR (1996) beschriebenen Gattungen könnte man genauso in den miozänen Oberpfälzer- oder Niederlausitzer-Braunkohlesümpfen in Deutschland finden.

Pinaceen-Standorte

Folgende Arten sind in verschiedenen Höhenlagen verbreitet:

Kiefern

- Der Sierra Nevada lower montane forest (Yellow Pine Forest) kommt im Höhenbereich von 370-1680 mNN vor.
- Der Southern Appalachien low elevation pine forest wächst grundsätzlich unter 700 mNN.
- Die in den miozänen Floren häufig erwähnte Ponderosa- oder Gelb-Kiefer (*Pinus ponderosa*) wuchs zwar in Utah zu Siedlerzeiten zwischen 2000-2750 mNN, ist aber ansonsten von Meereshöhe bis 3000 mNN zu finden.

- *Pinus monticola* ist in den W' Flachland Nebelwäldern (lowland fog mountains) oder feuchten Bergböden beheimatet und häufiger Bestandteil der miozänen Floren Nevadas.

Fichten

- *Picea sitchensis* (Sitka Fichte) tritt rezent zwischen 300 bis 900 mNN auf.
- Die Siskiyou- oder Mähnen-Fichte (*Picea breweriana*) ist nach WOLFE (1964) das dominante Element in den Mittel-Miozänen Floren Zentral-Nevadas. Rezent wächst sie in N-Kalifornien und S-Oregon in Küstennähe zwischen 530-2300 mNN. Sie bevorzugt basische Böden und sonnige luftfeuchte Standorte. Die Bestände sind mit *Pseudotsuga* (Douglasie oder Oregon Pine) und *Abies magnifica* (Pracht-Tanne) vergesellschaftet. *Abies magnifica* fungiert u.a. als Pionierpflanze nach Waldbränden. *Pseudotsuga* ist auch aus den miozänen Braunkohlenwäldern der Niederlausitz bekannt.
- WOLFE (1964:8) erwähnt prozentuale *Picea breweriana* Anteile von 84,3 % (Middlegate Flora), 83,5 % (Fallon Flora), 64,3 % (Chloropagus Flora), dagegen 25,4 % in der Aldrich Hill- und 15 % in der Stewart Spring Flora). Seine postulierte Piceen-Dominanz soll also von frühem Barstovian (Ba1) bis ins Clarendonian (Cl) angedauert haben. Diese Daten stehen im Gegensatz zu den Prozentwerten aufgrund der Blattfunde bei AXELROD. Es muss sich hier um Werte besonderer Studien handeln, denn die Werte für die Middlegate Flora sind eindeutig anders (Kap. 3.2.2). Allerdings hat WOLFE (1964: Tab.3) Koniferenwerte verschiedener Floren verglichen, die so nicht nachvollziehbar sind, da nur 3 Elemente mit ihren Prozentwerten angegeben wurden.
- Reine Koniferenstandorte sind im Great Basin (nach Autor GREGOR) wahrscheinlich. Hier bieten sich, z.B. im Virgin Valley die Calderahänge sowie die umgebenden Aschefelder an.

Sonderstandorte im Vergleich zum Virgin Valley

Aus vielen vulkanisch geprägten Gebieten, z.B. um Mount St.Helens, sind nach Eruptionen Pinaceen als Pionierbesiedler vulkanischer Aschefelder bekannt. Die Wiederbesiedlung erfolgt schon nach einigen Jahren. Auf das Virgin Valley bezogen drängt sich dieser Standort für die Sitka-Fichte (*Picea sitchensis*) auf, da im Umkreis der Calderen ausgedehnte Aschefelder entstanden. Daneben könnten Caldera-Ringwall und -Abhang mögliche Koniferenstandorte gewesen sein. Die Sitka-Fichte liebt zwar feuchtere Bedingungen wie, z.B. Morgennebel, aber wie die meisten Koniferen keine Staunässe. Daher ist ein von Seen und Tümpeln geprägter Standort, wie er innerhalb der Virgin Valley Caldera vorherrschte, unwahrscheinlich. In der Regel sind in den besprochenen Floren nur Samenschuppen, Nadeln oder Pollen überliefert – keine vollständigen Zapfen an sich, ausgenommen dem Sitka-Fund, der einen calderanahen Standort (Calderarand ?), unterstreicht.

Eine Besonderheit bilden Standorte auf säuregebleichtem Untergrund, wenn heiße hydrothermale Wässer aufsteigen. In Oberflächennähe werden in Folge der Druckentlastung Gase wie Schwefelwasserstoff freigesetzt, der mit Sauerstoff reagiert. Zurückfließende Schwefel-

säure, laugt das Grundgestein aus. Dieser Standorttypus ist, z.B. im Pine Basin an der Carson Range (SE` Reno NV) ausgebildet. Die ursprüngliche Vegetation der tieferen Lagen wie Sagebrush (Wüstenbeifuß) und Pinon Pine (Pinyon Kiefer), die den sauren Boden in der Verwitterungszone nicht vertragen, wird von der säuretoleranten Jeffreyi Pine (Jeffreyi Kiefer) verdrängt, die gewöhnlich in höheren Lagen beheimatet ist. Die höchste Erhebung im Virgin Valley-Gebiet war jedoch der äußere Calderen-Wall.

Zu diesem Thema vgl. man JOHNSON & O'NEIL (2001), in deren Bericht alle verfügbaren Biotope beschrieben werden.

In den Ablagerungen des Virgin Valley fehlen Anzeichen für synsedimentär hydrothermale Tätigkeiten wie Geysire, Fumarolen (Wasserdampf), Solfatoren (Schwefelwasserstoff), Mofetten (Kohlensäure) oder Soffionen (Borsäure) bisher.

Die postvulkanisch hydrothermalen Tätigkeiten in der heutigen Yellowstone Caldera finden oberflächennah statt, da die ursprüngliche Caldera-Füllung während der pleistozänen Glazialphase ausgeräumt wurde. Entsprechende hydrothermale Vorgänge im Virgin Valley ereigneten sich an der Wende Miozän-Pliozän vor rd. 5 Ma unter größerer Sedimentüberdeckung. In diese hydrothermal aktive Phase fallen u.a. Urananreicherung und Opalisierung des Sitkafundes.

3.3.3 Klima

Die heutige geographische Breite von Middlegate (39°) bis Lake Owyhee (43°) dürfte im Miozän etwa gleich gewesen sein. Fauna und Flora sind Ergebnis des Mittelmiozänen Klimaoptimums (MMCO), das etwa von 17-14 Ma herrschte. Durchschnittstemperatur und Feuchtigkeit waren erhöht. Die Waldbiotope wurden von broad leaved deciduous forests dominiert. Die folgenden Daten beruhen auf den Florenlisten, speziell der mesophytischen bzw. „deciduous“ Elemente.

Auch geologische Klimaanzeiger liegen in Form von Bentoniten und fehlender tertiärer Playabildungen als zusätzliches Argument für klimatische Überlegungen vor.

WOLFE et al. (1997) nahmen eine Jahresdurchschnittstemperatur für Eastgate (10,2°C) und Middlegate (10,3°C) an. Dies läge etwa zwischen den heutigen Werten von London (9,7°C) und Paris (10,6°C) und das für die angenommenen annähernd 3000 mNN. Für Autor GREGOR sind diese Werte nicht real, wenn man die Taxa der Middlegate Flora (Tab. 8) und anderen Floren ansieht. Wir haben viele warm-temperierte Formen, die sich aufgliedern lassen in:

- Wasser- und Riedfazies: Nymphaeites, Typha u.a. – keine Aussage.
- Auwaldfazies: Fraxinus, Platanus, Salix, Populus, Acer u.a. – bedingte Aussage, klimaunabhängig wegen Wasserstand, Cfa-Klima wahrscheinlich.
- Mesophytischer Wald: Acer, Mahonia, Quercus, Persea, Robinia, Crataegus, Prunus, Styrax, Betula, Mahonia u.a. – Cfa-Klima sensu KÖPPEN.
- Koniferenwald: Abies, Picea, Pinus, Sequoiadendron, Thuja – bedingte Aussage, Höhenlage im Randbereich, im Cfa-Klima möglich bis wahrscheinlich.

Summarisch würde Autor GREGOR die Daten nach oben korrigieren und die Temperatur auf ca.13-14°C legen und auf humide Sommer plädieren. Dies würde gut zur mesophytischen Landschaft, auch im Virgin Valley passen.

Tabellen 1-18

Tabelle 1: Taxa der Massacre Lake Local Fauna nach PROTHERO et. al. (2008) und TEDFORD et.al. (2004)

GP: Great Plains-Art; CRP: Columbia Plateau-Art; W: aus W eingewanderte Art

Familie	Gattung
Soricidae	<i>Limnoecus</i>
	<i>Pseudotrimylus</i>
Canidae	<i>Paracynarctus</i> ^{CRP}
	<i>Protomarctus</i> ^{GP}
Procyonidae	<i>Bassaricyonoides</i>
Ursidae	<i>Ursavus</i>
Amphiocyonidae	
Tayassuidae	“ <i>Cynorca</i> ” <i>Hesperhys</i>
Oreodontidae	<i>Merychys</i>
	<i>Ticholeptus</i> ^{CRP}
Palaeomerycidae	<i>Bouromeryx</i> ^{GP}
Dromomerycidae	<i>Subdromomeryx</i> - <i>Dromomeryx</i> ^{CRP}
Moschidae	n. gen .et sp.
Antilocapridae	<i>Paracosoryx</i>
Proboscidea	<i>Zygodon</i>
Rhinocerotidae	<i>Teleoceras</i>
	<i>Aphelops</i>
Chalicotheriidae	<i>Moropus</i>
Equidae	<i>Anchitherium</i> ^{GP}
	<i>Desmatippus</i> ^{CRP}
	<i>Parahippus</i> ^{GP}
	<i>Parapliohippus</i> ^W
Mylagaulidae	<i>Alphagaulus</i> ^{GP}
Aplodontidae	<i>Liodontia</i> ^{CRP}
Sciuridae	<i>Miospermophilus</i>
	<i>Protospermophilus</i>
Eomyidae	<i>Megapeomys</i>
Castoridae	n. gen .et sp

Tabelle 2: Taxa der High Rock Canyon Local Fauna nach PAPP & THENIUS (1959) und MERRIAM (1911)^{M, T}; T: Typlokalität für entsprechende Art

Familie	Gattung
Canidae	<i>Tomarctus</i> – (<i>Tephrocyon</i>) ^M
Aeluroidae	<i>Aelurodon</i> ^M
Moschidae	<i>Parablastomeryx</i>
Dromomerycidae	<i>Dromomeryx</i>
Antilocapridae	<i>Merycodus nevadensis</i> ^T
Chalicotheriidae	<i>Moropus</i> ^M
Equidae	<i>Merychippus</i> ^M
	<i>Parahippus</i>
	<i>Hypohippus</i>
Proboscidea	<i>Zygalophodon?</i> - <i>Mastodon</i> (<i>Tetrabelodon</i>) ^M
Rhinocerotidae	<i>Aphelops</i> ^M

Tabelle 3: Taxa der Virgin Valley Local Fauna nach MERRIAM (1907, 1910 und 1911)^M, PAPP & THENIUS (1959) bzw. STIRTON (1940) und TEDFORD et.al. (2004)

T: Typlokalität für entsprechende Art; GP: Great Plains-Art

Familie	Gattung
Canidae	<i>Cynodesmus</i>
	<i>Protomarctus</i> ^{GP}
	<i>Paracynarctus kelloggi</i> ^T
	<i>Tephrocyon</i> ^M
Procyonidae	<i>Probassariscus</i> ^M
Aeluroidae	<i>Aelurodon</i> ^M
Felidae	<i>Felis</i> ^M
Tayassuidae	<i>Thinohyus</i> ^M
Oreodontidae	<i>Merychys</i> ^M
Camelidae	<i>Procamelus</i>
	<i>Alticamelus</i>
Moschidae	<i>Parablastomeryx mollis</i> ^T
Dromomerycidae	<i>Dromomeryx</i>
Chalicotheriidae	<i>Moropus</i> ^M ? <i>merriami</i> ^T
Equidae	<i>Parahippus</i> ^{GP}
	<i>Hypohippus</i>
	<i>Merychippus</i>
	<i>Acritohippus</i>
Proboscidea	<i>Zygalophodon merriami</i> ^T (= <i>Miomastodon</i>)
Rhinocerotidae	<i>Aphelops</i> ^M
Leporidae	<i>Hypolagus</i>
	<i>Oreolagus nevadensis</i> ^T
Mylagaulidae	<i>Mylagaulus</i>

Aplodontidae	<i>Liodontia alexandrae</i> ^T
Castoridae	<i>Eucastor</i>
Reptilia	<i>Clemmys</i> ^M

Tabelle 4: Taxa der Thousand Creek Local Fauna nach MERRIAM (1910 u.1911), PAPP & THENIUS (1959) und PROTHERO & DAVIS (2008), DAVIS & CALEDE (2012) und DAVIS & McHORSE (2013)

Familie	Gattung
Talpidae	<i>Scapanus</i>
Canidae	<i>Epiycyon</i>
	<i>Cynodesmus</i>
Ursidae	
Mustelidae	<i>Lutravus</i>
	<i>Pliogale</i>
	<i>Pliotaxidea</i>
Aeluroidae	<i>Aelurodon</i>
Felidae	<i>Pseudoaelurus</i>
Tayassuidae	<i>Prosthennops</i>
Camelidae -Lamini	<i>Alforjas</i>
	“ <i>Hemiauchenia</i> “
Camelidae -Camelini	<i>Procamelus</i>
	? <i>Megatylopus</i>
Antilocapridae	<i>Illingoceras</i>
	<i>Sphenophalos</i>
Equidae	<i>Neohipparion</i>
	<i>Pliohippus</i>
Mastodontidae	<i>Pliomastodon (Zygalophodon)</i>
Rhinocerotidae	<i>Aphelops</i>
	<i>Teleoceras</i>
Aplodontidae	<i>Liodontia</i>
Leporidae	<i>Hypolagus</i>
Mylagaulidae	<i>Hesperogaulus</i>
Sciuridae	<i>Paenemormota</i>
	<i>Spermophilus</i>
	<i>Citellus</i>
Castoridae	<i>Dipoides</i>
Geomyidae	<i>Pliosacomis</i>
Heteromyidae	<i>Diprionomys</i>
Muridae	<i>Peromyscus</i>

Tabelle 5: Taxa der Sucker Creek Local Fauna nach PAPP & THENIUS (1959).

Familie	Gattung
Dromomerycidae	<i>Dromomeryx</i>
Antilocapridae	<i>Merycodus</i>
Equidae	<i>Parahippus</i>
	<i>Hypohippus</i>
	<i>Merychippus</i>

Tabelle 6: Taxa der Eastgate Local Fauna nach SMITH et.al. (2016)

Familie	Gattung
Soricidae	<i>Pseudotrimyilus</i>
	<i>Plesiosorex</i>
Talpidae	<i>Mystipterus</i>
Chiroptera	
Canidae	<i>Tomarctus</i>
	<i>Leptocyon</i>
Felidae	<i>Pseudoaelurus</i>
Ailuridae	<i>Actiocyon</i>
Mustelidae	<i>Brevimalictis</i>
Merycoidodontidae	<i>Negodiaetictis</i>
Camelidae	
Palaeomerycidae	<i>Aletomeryx</i>
Antilocapridae	
Equidae	<i>Hypohippus</i>
Proboscidea	<i>Gomphotheriidae</i>
Rhinocerotidae	<i>Teleoceras</i>
	<i>Aphelops</i>
Leporidae	<i>Hypolagus</i>
Aplodontidae	<i>Liodontia</i>
Sciuridae	
Castoridae	<i>Monosaulax</i>
Heteromyidae	
Cricetidae	<i>Copemys</i>
Pisces	
Amphibia	
Reptilia	

Tabelle 7: Elemente der Sucker Creek und Trout-Floren (nach GRAHAM 1963, tab. 1, 2)

Arten	Sucker Creek	Trout Creek
<i>Abies laticarpus</i>		+
<i>Acer bendirei</i>	+	+
<i>Acer bolanderi</i>		+
<i>Acer columbianum</i>	+	+
<i>Acer glabroides</i>	+	+
<i>Acer minor</i>	+	+
<i>Acer oregonianum</i>	+	+
<i>Acer scotiae</i>	+	+
<i>Ailanthus indiana</i>	+	+
<i>Alnus harneyana</i>		+
<i>Alnus hollandiana</i>	+	+
<i>Alnus relatus</i>	+	
<i>Amelanchier couleeana</i>	+	+
<i>Anoda suckerensis</i>	+	
<i>Arbutus trainii</i>	+	+
<i>Betula fairii</i>	+	
<i>Betula thor</i>	+	+
<i>Betula vera</i>		+
<i>Betulas p.</i>	+	
<i>Carpinus payettensis</i>		+
<i>Carya bendirei</i>		+
<i>Castanea spokaneensis</i>	+	+
<i>Cedrela pteriformis</i>	+	
<i>Celtis obliquifolia</i>		+
<i>Chamaecyparis linguaefolia</i>		+
<i>Cornus ovalis</i>	+	
<i>Crataegus gracilens</i>	+	+
<i>Crataegus microcarpifolia</i>		+
<i>Diospyros oregoniana</i>	+	+
<i>Equisetum miocenicum</i>		+
<i>Equisetum octangulatum</i>	+	
<i>Fagus washoensis</i>	+	
<i>Fraxinus coulteri</i>	+	+
<i>Ginkgo adiantoides</i>	+	
<i>Glyptostrobus oregonensis</i>	+	
<i>Gossypium arnoldii</i>		+
<i>Gymnocladus dayana</i>	+	
<i>Hiraea knowltoni</i>	+	+
<i>Holodiscus harneyensis</i>		+
<i>Hydrangea bendirei</i>	+	+

<i>Ilex fulva</i>	+	+
<i>Juglans browniana</i>		+
<i>Keteleeria heterophylloides</i>		+
<i>Leguminosae indet.</i>	+	+
<i>Lindera oregoniana</i>		+
<i>Lithocarpus klamathensis</i>	+	+
<i>Magnolia ovulata</i>	+	
<i>Mahonia malheurensis</i>	+	+
<i>Mahonia reticulata</i>	+	+
<i>Mahonia simplex</i>	+	+
<i>Nymphaea rotunda</i>		+
<i>Nymphaeites diatoma</i>		+
<i>Nymphaeites nevadensis</i>		+
<i>Nyssa copeana</i>	+	+
<i>Nyssa hesperia</i>	+	
<i>Oreopanax precoccinea</i>	+	
<i>Ostrya oregoniana</i>	+	+
<i>Persea pseudocarolinensis</i>	+	+
<i>Picea lahontense</i>	+	+
<i>Picea magna</i>	+	+
<i>Picea sonomensis</i>		+
<i>Pinus harneyana</i>	+	+
<i>Platanus dissecta</i>	+	+
<i>Platanus youngii</i>	+	
<i>Polypodium fertile</i>		+
<i>Populus eotremuloides</i>	+	+
<i>Populus lindgreni</i>	+	+
<i>Populus payettensis</i>	+	
<i>Populus voyana</i>		+
<i>Populus washoensis</i>		+
<i>Prunus moragensis</i>		+
<i>Pseudotsuga sonomensis</i>		+
<i>Ptelea miocenica</i>	+	+
<i>Pteridium calabazensis</i>		+
<i>Pterocarya mixta</i>	+	
<i>Pyrus mckenziei</i>	+	
<i>Quercus consimilis</i>	+	+
<i>Quercus dayana</i>	+	+
<i>Quercus eoprinus</i>	+	
<i>Quercus hannibali</i>	+	+
<i>Quercus imulata</i>	+	+
<i>Rosa harneyana</i>		+

<i>Salix payettensis</i>		+
<i>Salix succorensis</i>	+	+
<i>Salix truckeana</i>		+
<i>Salix venosiuscula</i>		+
<i>Sassafras columbiana</i>	+	
<i>Smilax magna</i>		+
<i>Spiraea miocenica</i>		+
<i>Symphoricarpus salmonensis</i>	+	
<i>Thuja dimorpha</i>	+	+
<i>Tilia aspera</i>	+	+
<i>Tsuga sonomensis</i>		+
<i>Typha lesquereuxi</i>	+	+
<i>Ulmus newberryi</i>	+	
<i>Ulmus owyhensis</i>	+	
<i>Ulmus paucidentata</i>	+	+
<i>Ulmus speciosa</i>	+	+
<i>Urena miocenica</i>		+
<i>Woodwardia de flexipinna</i>	+	
<i>Zelkova oregoniana</i>	+	
Gesamtanzahl	101	101
Übereinstimmend	41	41

Tabelle 8: Middlegate flora (macrofossil), western central Nevada, mid-Miocene (AXELROD 1956, 1976, 1986), after MILLAR 1996, List 15

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Equisetaceae	<i>Equisetum alexanderi</i>	<i>Equisetum</i> sp.
Cupressaceae	<i>Thuja dimorpha</i>	<i>Thuja plicata</i>
Pinaceae	<i>Abies concoloroides</i>	<i>Abies concolor</i>
	<i>Abies scherrii</i>	<i>Abies bracteata</i>)
	<i>Picea magna</i>	<i>Picea polita, neovietchii</i>
	<i>Picea sonomensis</i>	<i>Picea breweriana</i>
	<i>Pinus (ponderosa)</i>	<i>Pinus ponderosa</i>
Taxodiaceae	<i>Sequoiadendron chaneyi</i>	<i>Sequoiadendron giganteum</i>
Aceraceae	<i>Acer alvordensis</i>	<i>Acer macrophyllum</i>
	<i>Acer arida</i>	<i>Acer grandidentatum</i>
	<i>Acer middlegatei</i>	<i>Acer saccharinum</i>
	<i>Acer minor</i>	<i>Acer negundo</i>
Anacardiaceae	<i>Rhus alvordensis</i>	<i>Rhus glabra</i>
Berberidaceae	<i>Mahonia marginata</i>	<i>Mahonia beali</i>
	<i>Mahonia reticulata</i>	<i>Mahonia repens</i>
Betulaceae	<i>Betula thor</i>	<i>Betula papyrifera, occidentalis</i>
	<i>Betula vera</i>	<i>Betula lenta</i>
Ericaceae	<i>Arbutus prexalapensis</i>	<i>Arbutus xalapensis</i>
Fagaceae	<i>Quercus hannibali</i>	<i>Quercus chrysolepis</i>
	<i>Quercus simulata</i>	<i>Quercus myrsinaefolia</i>
	<i>Quercus wislizenoides</i>	<i>Quercus wislizenii</i>
Lauraceae	<i>Persea coalingensis</i>	<i>Persea podadenia</i>
Leguminosae	<i>Robinia californica</i>	<i>Robinia neo-mexicana</i>
Myricaceae	<i>Comptonia parvifolia</i>	<i>Comptonia asplenifolia</i>
Nymphaeaceae	<i>Nymphaeites nevadensis</i>	<i>Nymphaea</i> spp.
Oleaceae	<i>Fraxinus coulteri</i>	<i>Fraxinus oregona, americana</i>
	<i>Fraxinus millsiana</i>	<i>Fraxinus anomala</i>
Platanaceae	<i>Platanus dissecta</i>	<i>Platanus orientalis</i>
	<i>Platanus paucidentata</i>	<i>Platanus racemosa</i>
Rhamnaceae	<i>Ceanothus precuneatus</i>	<i>Ceanothus cuneatus</i>
Rosaceae	<i>Cercocarpus antiquus</i>	<i>Cercocarpus betuloides</i>
	<i>Cercocarpus holmesii</i>	<i>Cercocarpus paucidentatus</i>
	<i>Crataegus middlegatei</i>	<i>Crataegus chrysophlla, erythropoda)</i>
	<i>Crataegus pacifica</i>	<i>Crataegus euneata, monogyna</i>
	<i>Prunus morganensis</i>	<i>Prunus emarginata</i>
Salicaceae	<i>Populus eotremuloides</i>	<i>Populus trichocarpa</i>
	<i>Populus payettensis</i>	<i>Populus angustifolia</i>
	<i>Populus pliotremuloides</i>	<i>Populus tremuloides</i>
	<i>Salix hesperia</i>	<i>Salix lasiandra</i>
	<i>Salix knowltoni</i>	<i>Salix lemmonii</i>
	<i>Salix truckeana</i>	<i>Salix gooddingii</i>
	<i>Salix wildcatensis</i>	<i>Salix lasiolepis</i>
Styracaceae	<i>Styrax middlegatei</i>	<i>Styrax californica</i>
Typhaceae	<i>Typha lesquereuxi</i>	<i>Typha latifolia</i>

Tabelle 9: Liste der Taxa für die mittelmiozäne Aldrich Station Flora, Aldrich Hill, Mineral County, Nevada.

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Equisetaceae	<i>Equisetum alexanderi</i>	
Cupressaceae	<i>Thuja dimorpha</i>	<i>Thuja plicata</i>
Pinaceae	<i>Abies concoloroides</i>	<i>Abies concolor</i>
	<i>Picea magna</i>	<i>Picea polita, P.neoveitchii</i>
	<i>Picea sonomensis</i>	<i>Picea breweriana</i>
	<i>Pinus florissanti</i>	<i>Pinus ponderosa</i>
	<i>Pinus wheeleri</i>	<i>Pinus monticola, P. lambertiana</i>
	<i>Pseudotsuga sonomensis</i>	<i>Pseudotsuga menziesii</i>
	<i>Tsuga sonomensis</i>	<i>Tsuga heterophylla</i>
Taxodiaceae	<i>Sequoiadendron chaneyi</i>	<i>Sequoiadendron giganteum</i>
Berberidaceae	<i>Mahonia marginata</i>	<i>Mahonia beali</i>
	<i>Mahonia reticulata</i>	<i>Mahonia repens</i>
Betulaceae	<i>Alnus smithiana</i>	<i>Alnus tenuifolia</i>
Caprifoliaceae	<i>Symphoricarpos wassukana</i>	<i>Symphoricarpos oreophilus</i>
Celastraceae	<i>Pachystima nevadensis</i>	<i>Pachystima myrsintes</i>
Fagaceae	<i>Quercus hannibali</i>	<i>Quercus chrysolepis</i>
	<i>Quercus simulata</i>	<i>Quercus myrsinaefolia</i>
Hippocastanaceae	<i>Aesculus ashleyi</i>	<i>Aesculus parryi</i>
Leguminosae	<i>Amorpha oblongifolia</i>	<i>Amorpha californica</i>
	<i>Sophora spokaneensis</i>	<i>Sophora japonica</i>
Myricaceae	<i>Comptonia parvifolia</i>	<i>Comptonia asplenifolia</i>
Oleaceae	<i>Fraxinus acornia</i>	<i>Fraxinus velutina</i>
Platanaceae	<i>Platanus paucidentata</i>	<i>Platanus racemosa</i>
Rhamnaceae	<i>Rhamnus precalifornica</i>	<i>Rhamnus californica</i>
Rosaceae	<i>Amelanchier apiculata</i>	<i>Amelanchier utahensis</i>
	<i>Cercocarpus antiquus</i>	<i>Cercocarpus betuloides</i>
	<i>Amelanchier apiculata</i>	<i>Amelanchier utahensis</i>
Salicaceae	<i>Populus alexanderi</i>	<i>Populus trichocarpa</i>
	<i>Populus payettensis</i>	<i>Populus angustifolia</i>
	<i>Populus sonorensis</i>	
	<i>Populus subwahoensis</i>	<i>Populus temula, P. grandidentata</i>
	<i>Salix knowltonii</i>	<i>Salix lemmonii</i>
	<i>Salix payettensis</i>	<i>Salix exigua</i>
Sapotaceae	<i>Bumelia beaverana</i>	<i>Bumelia lanuginosa</i>
Ulmaceae	<i>Ulmus moorei</i>	<i>Ulmus crassifolia</i>
	<i>Zelkova nevadensis</i>	<i>Zelkova serrata</i>

Tabelle 10: Florenelemente der Upper Cedarville Pit River Flora (macrofossil, northern Sierra Nevada, California, late Miocene, LAMOTTE 1935 und 1936)

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Ginkgoaceae	<i>Ginkgo adiantoides</i>	<i>Ginkgo biloba</i>
Cupressaceae	<i>Chamaecyparis gilmorea</i>	<i>Chamaecyparis nootkatensis</i>
Pinaceae	<i>Abies laticarpus</i>	<i>Abies magnifica</i>
	<i>Pinus russelli</i>	<i>Pinus ponderosa</i>
	<i>Pseudotsuga masoni</i>	<i>Pseudotsuga menziesii</i>
Betulaceae	<i>Alnus carpinoides</i>	<i>Alnus rubra</i>
Ericaceae	<i>Arbutus matthesii</i>	<i>Arbutus menziesii</i>
Fagaceae	<i>Castanea lesquereuxi</i>	<i>Castanea pumila</i>
	<i>Castanopsis chrysophylloides</i>	<i>Castanopsis chrysophylla</i>
	<i>Fagus washoensis</i>	<i>Fagus longipetiolata</i>
	<i>Quercus consimilis</i>	<i>Quercus myrsinaefolia</i>
	<i>Quercus distincta (agrifolia),</i>	<i>Quercus agrifolia</i>
	<i>Quercus pseudo-lyrata</i>	<i>Quercus kelloggii</i>
Juglandaceae	<i>Carya egregia</i>	<i>Carya ovata</i>
Lauraceae	<i>Umbellularia oregonensis</i>	<i>Umbellularia californica</i>
Oleaceae	<i>Fraxinus sp.</i>	<i>Fraxinus oregona</i>
Platanaceae	<i>Platanus dissecta</i>	<i>Platanus racemosa</i>
Rosaceae-Amygdalaceae:	<i>Prunus masoni</i>	<i>Prunus integrifolia</i>
Rutaceae	<i>Ptelea miocenica</i>	<i>Ptelea trifoliata</i>
Sapindaceae	<i>Sapindus oregonianus</i>	<i>Sapindus mukorossi</i>
Tiliaceae	<i>Tilia aspera</i>	<i>Tilia mandshurica</i>

Tabelle 11: Chloropagus flora (macrofossil), western central Nevada, Mid-Miocene (AXELROD 1956). **Stratigraphische Vorgaben:** spät-Barstovian (Ba2)

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Cupressaceae	<i>Juniperus nevadensis</i>	<i>Juniperus utahensis, J. californica</i>
	<i>Thuja dimorpha</i>	<i>Thuja plicata</i>
Pinaceae	<i>Abies concoloroides</i>	<i>Abies concolor</i>
	<i>Picea sonomensis</i>	<i>Picea breweriana</i>
	<i>Pinus wheeleri</i>	<i>Pinus lambertiana</i>
Taxaceae	<i>Torreya nancyana</i>	<i>Torreya californica</i>

Tabelle 12: Fallon flora (macrofossil), western central Nevada, Mid-Miocene (AXELROD 1956). **Stratigraphische Vorgaben:** Clarendonian (Cl)

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Cupressaceae	<i>Juniperus nevadensis</i>	<i>Juniperus utahensis, J. californica</i>
	<i>Thuja dimorpha</i>	<i>Thuja plicata</i>
Pinaceae	<i>Abies concoloroides</i>	<i>Abies concolor</i>
	<i>Picea sonomensis</i>	<i>Picea breweriana</i>
	<i>Pinus florissanti</i>	<i>Pinus ponderosa</i>
Taxaceae	<i>Torreya nancyana</i>	<i>Torreya nancyana</i>
Taxodiaceae	<i>Sequoiadendron chaneyi</i>	<i>Sequoiadendron giganteum</i>

Tabelle 13: Fingerrock flora (macrofossil), southwestern Nevada, Mid-Miocene (WOLFE 1964). **Stratigraphische Vorgaben:** spät-Hemphillian (He2)

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Cupressaceae	<i>Chamaecyparis nootkatensis</i>	<i>Chamaecyparis nootkatensis</i>
Pinaceae	<i>Abies sp.</i>	<i>Abies concolor</i>
	<i>Picea magna</i>	<i>Picea magna</i>
	<i>Pinus monticola</i>	<i>Pinus monticola</i>
	<i>Pinus ponderosa</i>	<i>Pinus ponderosa</i>
Tiliaceae	<i>Tilia aspera</i>	<i>Tilia mandshurica</i>
Taxodiaceae	<i>Glyptostrobus sp.</i>	<i>Glyptostrobus pensilis</i>

Tabelle 14: Liste der Elemente in der Upper Gillam Spring Florule, northwestern Nevada, **Stratigraphische Vorgaben:** Mid-Miocene (AXELROD & SCHORN 1994)

Familie	Fossiles Taxon	Rezente Vergleichsart
Cupressaceae	<i>Calocedrus sp.</i>	<i>Calocedrus sp.</i>
	<i>Chamaecyparis sp.</i>	<i>Chamaecyparis sp.</i>
Pinaceae	<i>Abies sp.</i>	<i>Abies sp.</i>
	<i>Picea lahontense</i>	<i>Picea lahontense</i>
	<i>Picea magna</i>	<i>Picea polita, P. neovietchii</i>
	<i>Picea sonomensis</i>	<i>Picea breweriana</i>
	<i>Pinus contorta</i>	<i>Pinus contorta</i>
	<i>Pinus monticola</i>	<i>Pinus monticola</i>
	<i>Pinus (three-needle)</i>	<i>Pinus (three-needle)</i>
	<i>Pinus tiptonia</i>	<i>Pinus tiptonia</i>
Taxodiaceae	<i>Sequoia sp.</i>	<i>Sequoia sp.</i>

Tabelle 15: Purple Mountain flora (macrofossil), western central Nevada,
Stratigraphische Vorgaben: Mid-Miocene (AXELROD 1976, 1995).

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Cupressaceae	<i>Chamaecyparis sierrae</i>	<i>Chamaecyparis lawsoniana</i>
Pinaceae	<i>Abies concoloroides</i>	<i>Abies concolor</i>
	<i>Abies klamathensis</i>	<i>Abies shastensis</i>
	<i>Abies scherrii</i>	<i>Abies bracteata</i>
	<i>Picea magna</i>	<i>Picea polita</i>
	<i>Picea sonomensis</i>	<i>Picea breweriana</i>
	<i>Pinus quinifolia</i>	<i>Pinus monticola</i>
	<i>Pseudotsuga sonomensis</i>	<i>Pseudotsuga menziesii</i>
Taxodiaceae	<i>Sequoiadendron chaneyi</i>	<i>Sequoiadendron giganteum</i>

Tabelle 16: Stewart Spring flora (macrofossil and pollen), western central Nevada, Mid-Miocene (WOLFE 1964, (macrofossil); SCHORN 1984 (pollen).

Stratigraphische Vorgaben: ?frühes spät-Barstovian (Ba2). SWISHER (1992) gibt für die Stewart Spring Local Fauna ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 14,96+-0,24 Ma an.

Familie	Fossile Art	Rezente Vergleichsart
Cupressaceae	<i>Chamaecyparis (nootkatensis)</i>	<i>Chamaecyparis nootkatensis</i>
	<i>Juniperus nevadensis</i>	<i>Juniperus californica, J. utahensis</i>
Pinaceae	<i>Abies (concolor),</i>	<i>Abies concolor</i>
	<i>Larix (occidentalis),</i>	<i>Larix occidentalis</i>
	<i>Picea (breweriana),</i>	<i>Picea breweriana</i>
	<i>Picea magna</i>	<i>Picea magna</i>
	<i>Pinus (edulis)</i>	<i>Pinus edulis</i>
	<i>Pinus (monticola)</i>	<i>Pinus monticola</i>
	<i>Pinus (ponderosa)</i>	<i>Pinus ponderosa</i>
	<i>Tsuga (heterophylla)</i>	<i>Tsuga heterophylla</i>
Taxodiaceae	<i>Sequoiadendron</i>	<i>Sequoiadendron</i>

MAGNETIC POLARITY		GEOCHRONOMETRIC SCALE IN MA	EPOCH	STANDARD AGES	POSITION OF STAGE STRATOTYPES	NORTH AMERICAN LAND MAMMAL AGES		
HISTORY	ANOMALY							
1 JAR. OLD. REFU. 2A	BRUNHES (1) C-C (2) GAUSS (3) COCH 5 NUH S (4) Suduji Tavera	5	PLEIS.	LATE MIDDLE	CALABRIAN	RANCHOLABREAN		
				EARLY	PIACENZIAN	IRVINGTONIAN		
			3A	5	LATE	PIACENZIAN	BLANCAN	
						EARLY	ZANCLEAN	ZANCLEAN
			4	6	LATE	TORTONIAN	MESSINIAN	HEMPHILLIAN
							5	MESSINIAN
			4A	7	LATE	TORTONIAN	TORTONIAN	CLARENDONIAN
							8	TORTONIAN
5	9	LATE	TORTONIAN	TORTONIAN	CLARENDONIAN			
				10	TORTONIAN	CLARENDONIAN		
5A	10	LATE	TORTONIAN	SERRA-VALLIAN	CLARENDONIAN			
				5A	SERRA-VALLIAN	CLARENDONIAN		
5B	15	MIDDLE	LANGHIAN	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN			
				5B	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN		
5C	15	MIDDLE	LANGHIAN	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN			
				5C	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN		
5D	15	MIDDLE	LANGHIAN	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN			
				5D	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN		
5E	15	MIDDLE	LANGHIAN	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN			
				5E	BARSTOVIAN	BARSTOVIAN		
6	20	EARLY	BURDIGALIAN	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN			
				6	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN		
6A	20	EARLY	BURDIGALIAN	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN			
				6A	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN		
6B	20	EARLY	BURDIGALIAN	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN			
				6B	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN		
6C	20	EARLY	BURDIGALIAN	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN			
				6C	HEMINGFORDIAN	HEMINGFORDIAN		
7	25	LATE	CHATTIAN	ARIKAREEAN	ARIKAREEAN			
				7	ARIKAREEAN	ARIKAREEAN		
7A	25	LATE	CHATTIAN	ARIKAREEAN	ARIKAREEAN			
				7A	ARIKAREEAN	ARIKAREEAN		
8	25	LATE	CHATTIAN	ARIKAREEAN	ARIKAREEAN			
				8	ARIKAREEAN	ARIKAREEAN		

Tabelle 17: Zeittafel mit Korrelation der amerikanischen Epochen und standard ages im Hinblick auf europäische Gegebenheiten (verändert nach Geology of North America Vol. M, Plate1, noch ohne Eintrag der neuen P/PL-Grenze)

Epoch	Ma	NALMA	
PLIOC.	5.0	BLANCAN	
		HEMPHILLIAN	Hh4
			Hh3
			Hh2
	10.0	CLARENDONIAN	Hh1
			Ci3
			Ci2
	15.0	BARSTOVIAN	Ci1
			Ba2
			Ba1
	20.0	HEMINGFORDIAN	He2
			He1
25.0	ARIKAREEAN	Ar4	
		Ar3	
		Ar2	
		Ar1	
OLIGOCENE	30.0	WHITNEYAN	

Tabelle 18: Stratigraphische Abfolge der amerikanischen Säugetierzonen

Abbildungen

**Die vorliegenden Abbildungen wurden aus
amerikanischer Fachliteratur
von Autor FIEST
völlig neu gezeichnet und umgeändert.**

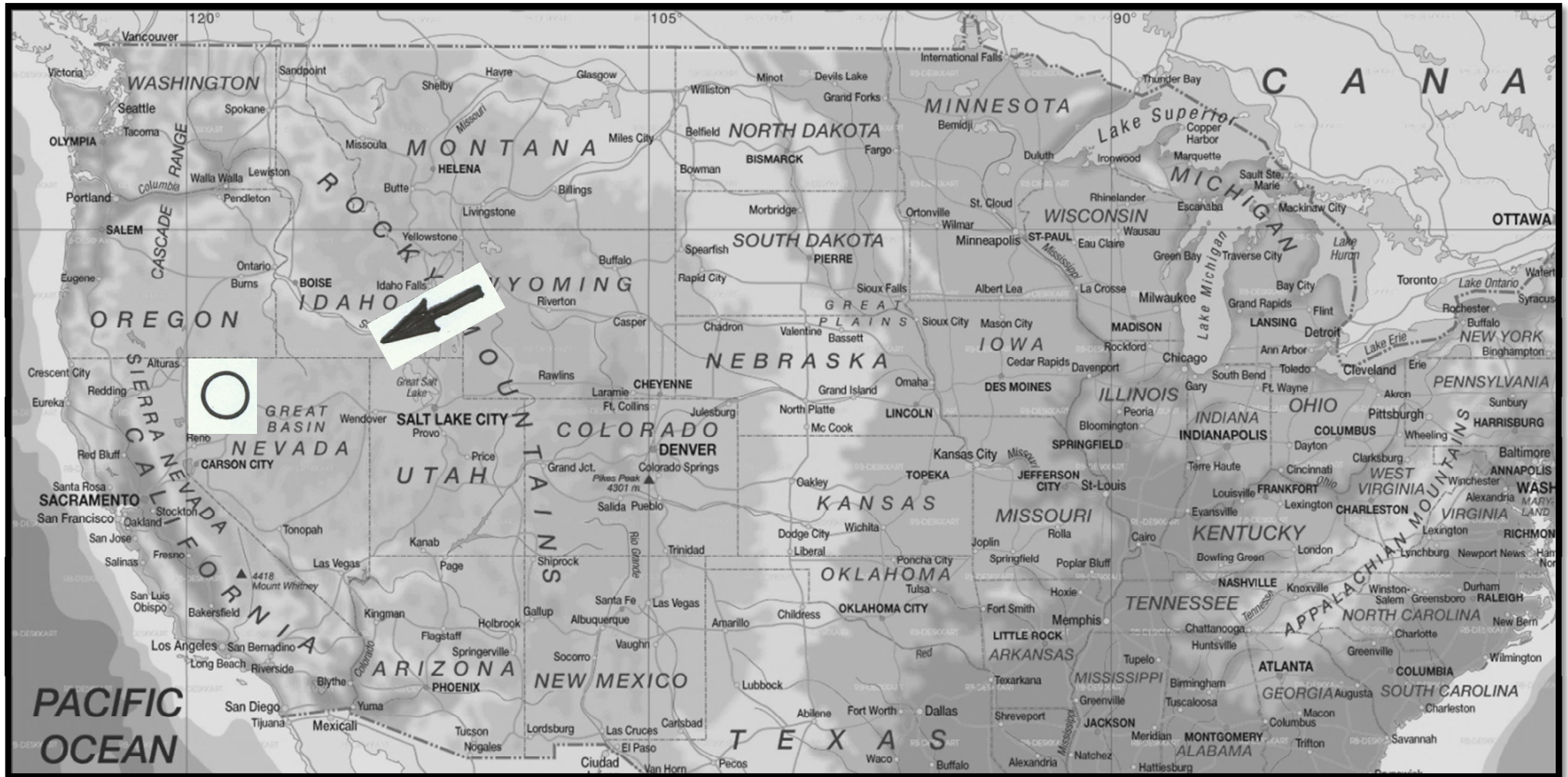


Abb.1: Lage des Untersuchungsgebietes in den nordwestlichen Vereinigten Staaten von Amerika (Pfeil)

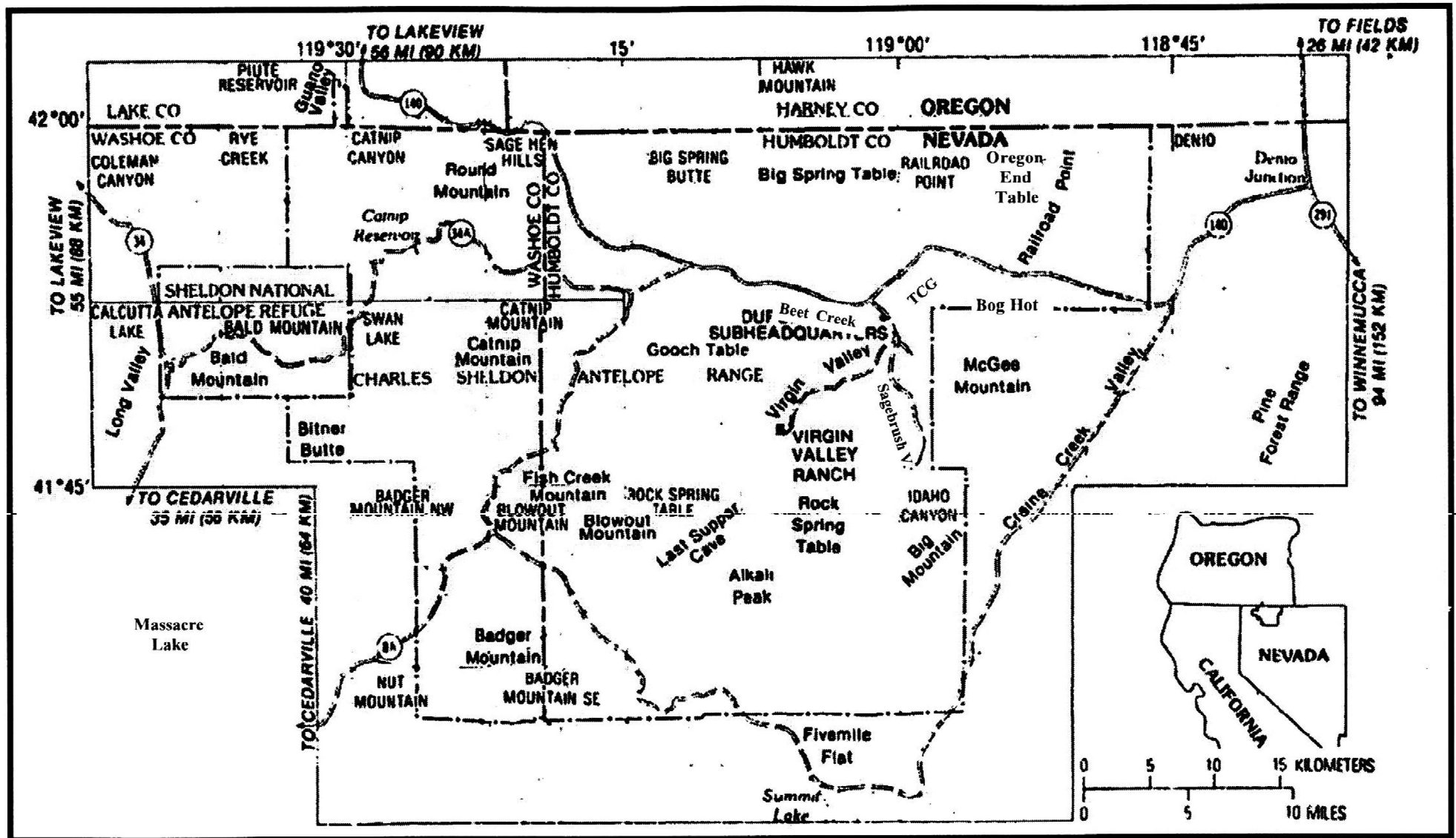


Abb.2: Übersichtskarte der Charles Sheldon Antelope Range (verändert nach USGS-Bulletin 1538, Fig. 1: 1984)

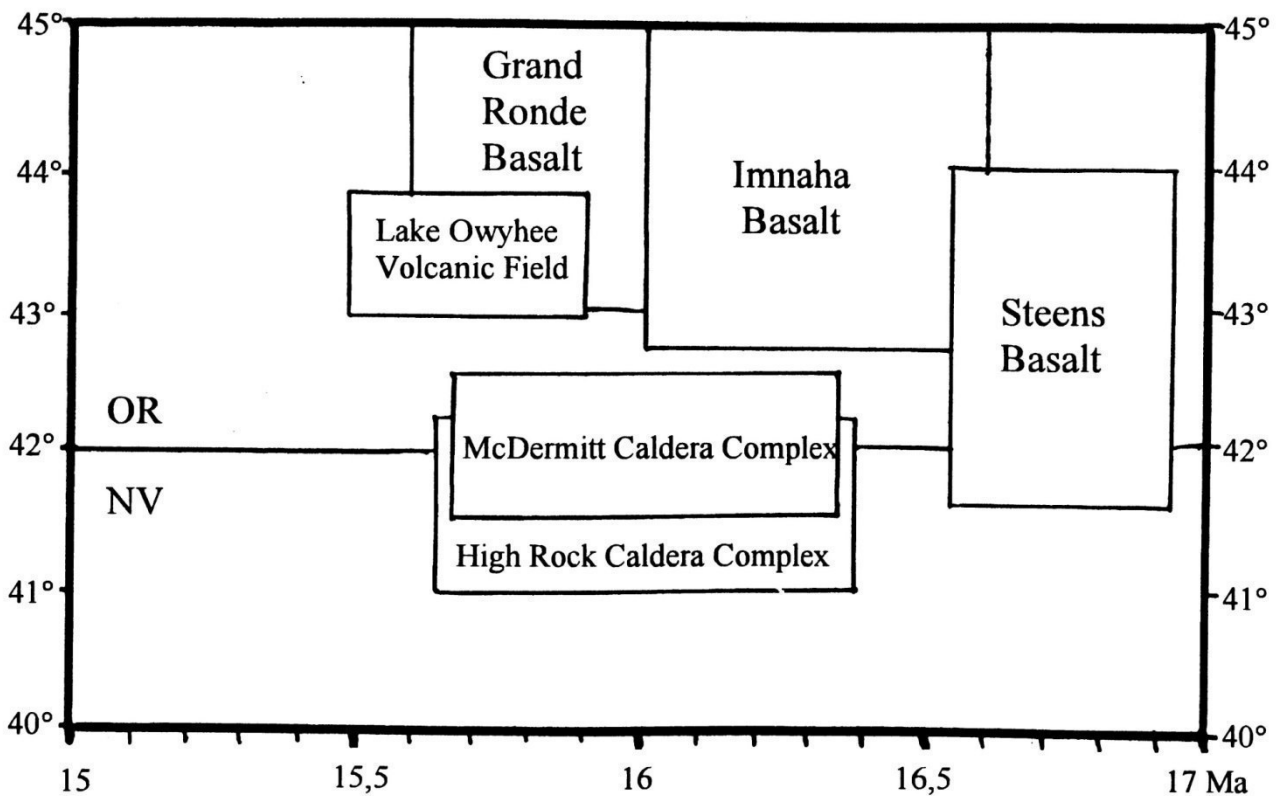


Abb.3: Dauer und Verbreitung des mittelmiozänen bimodalen Hotspot-Vulkanismus in NW Nevada und SE Oregon (verändert und aktualisiert nach BENSON & MAHOOD: 2016, Fig.13)

Abkürzungen für die Abbildungen 2 und 4-8

BJC: Bruneau-Jarbidge Caldera, **BMC:** Badger Mountain Caldera, **CA:** California, **CCC:** Cottonwood Creek Caldera, **CR:** Castle Rock Caldera, **GRB:** Grand Ronde Basalt, **HRC:** Hanging Rock Caldera, **HRCC:** High Rock Caldera Complex, **HVF:** Heise Volcanic Field, **HV-LM:** Hawk Valley-Lone Mountain, **IB:** Imnaha Basalt, **ID:** Idaho, **JR:** Juniper Rhyolite, **LOVF:** Lake Owyhee Volcanic Field, **MDC:** McDermitt Caldera, **MDCC:** McDermitt Caldera Complex, **MMC:** Mahogany Mountain Caldera, **MT:** Montana, **NNR:** North Nevada Rift, **NV:** Nevada, **OHVF:** Owyhee-Humboldt Volcanic Field, **OR:** Oregon, **PGB:** Picture Gorge Basalt, **PVF:** Picabo Volcanic Field, **Qaf:** Alluvionen, **Qb:** Basalt of Railroad Point, **Qlb:** Hangrutschmasse (Mesabasalt), **Qls:** Hangrutschmassen (tuffaceous sedimentary rocks), **Qp:** quartäre Playa, **RCC:** Rooster Comb Caldera, **SB:** Saddle Butte, **SRC:** Santa Rosa Calico Complex, **SRP:** Snake River Plain, **STB:** Steens Basalt, **SV:** Sagebrush Valley, **Tar:** Andesite of Round Mountain, **Tb:** Basalt of Catnip Mountain (Mesabasalt), **TCF:** Thousand Creek Fauna, **TCG:** Thousand Creek Gorge, **Ter:** Canyon Rhyolite, **TFC:** Three Fingers Caldera, **TFVF:** Twin Falls Volcanic Field, **Tic:** Tuff of Idaho Canyon, **Trb:** Rhyolite of Badger Mountain, **Trc:** Tuff of Catnip Creek, **Tsm:** Tuff of Soldier Meadow, **Tst:** tuffaceous sedimentary rocks, **Ttb:** Tuff of Big Mountain, **UT:** Utah, **VV:** Virgin Valley, **VVC:** Virgin Valley Caldera, **VVF:** Virgin Valley Fauna, **WA:** Washington, **WHC:** Whitehorse Caldera, **WY:** Wyoming, **YVF:** Yellowstone Volcanic Field, **21:** Virgin Opal (Bonanza) Mine, **22:** Opal Queen Group, **23:** Eddy Group, **24:** Meyer Group, **25:** Rainbow Ridge Mine, **27:** Royal Peacock Mine

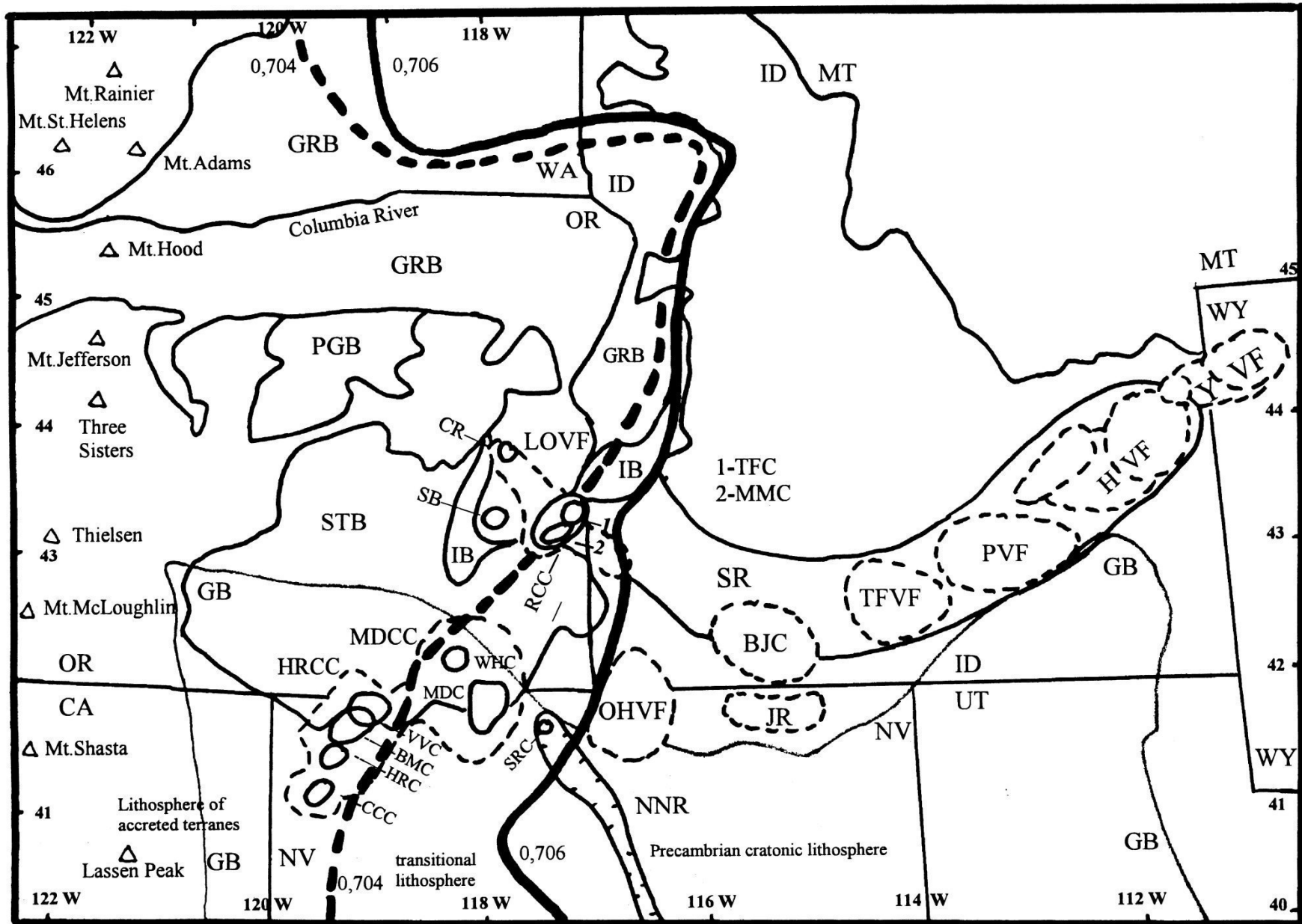


Abb.4: Lage der besprochenen Calderen-Komplexe und Verlauf des Yellowstone Hotspot Track (vgl. BENSON & MAHOOD: 2016, Fig.2, CAMP & HANAN: 2008, Fig.1, COBLE & MAHOOD: 2012-a, Fig.1, SHERVAIS & HANAN: 2008, Fig. 2 und SMITH et. al.: 2009, Fig.2) - mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isoplethen

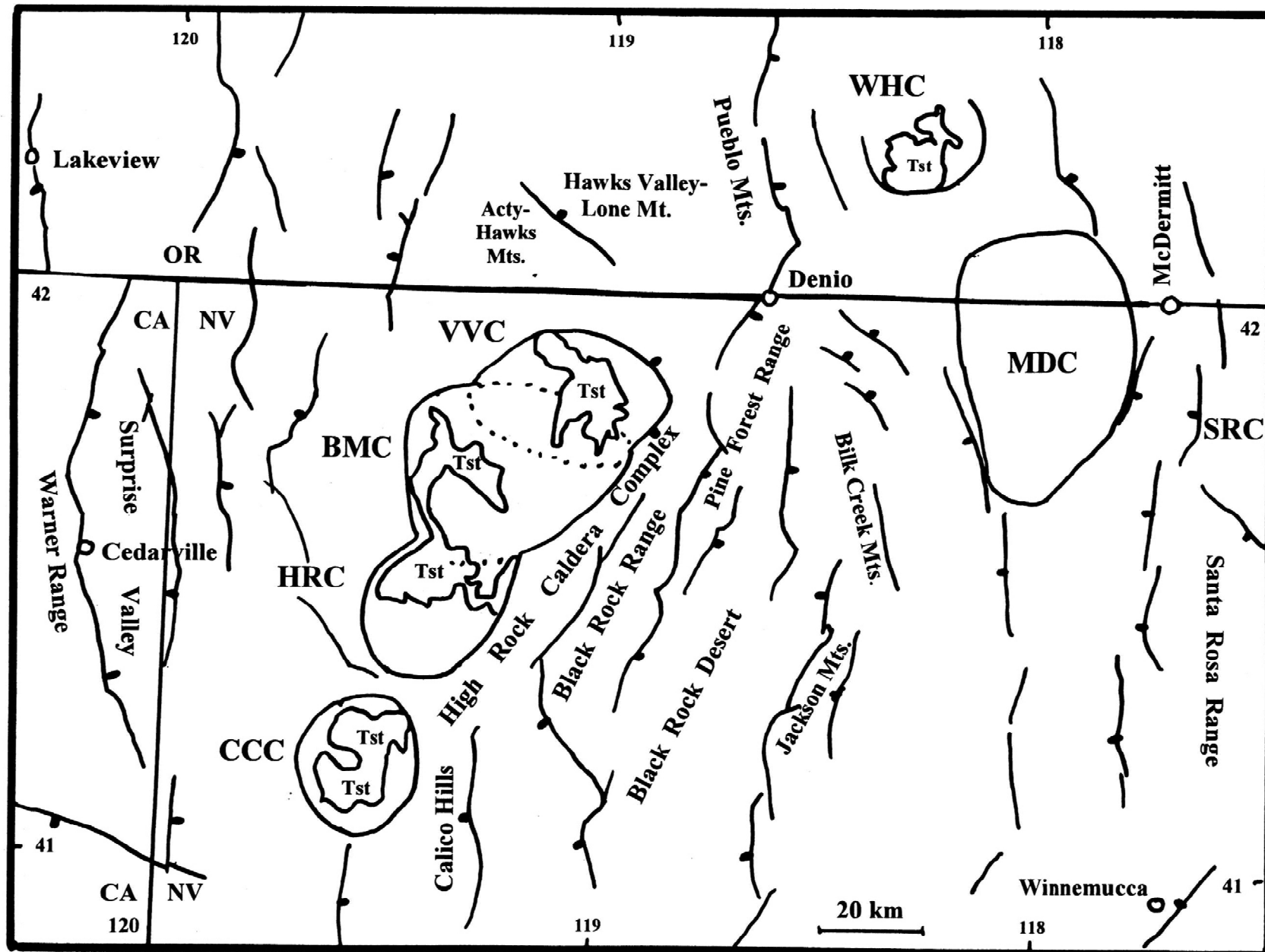


Abb.5: Geomorphologische Übersichtskarte des Great Basin im Gebiet des High Rock- und McDermitt Caldera Complex (verändert nach COBLE & MAHOOD: 2016, Fig.2)

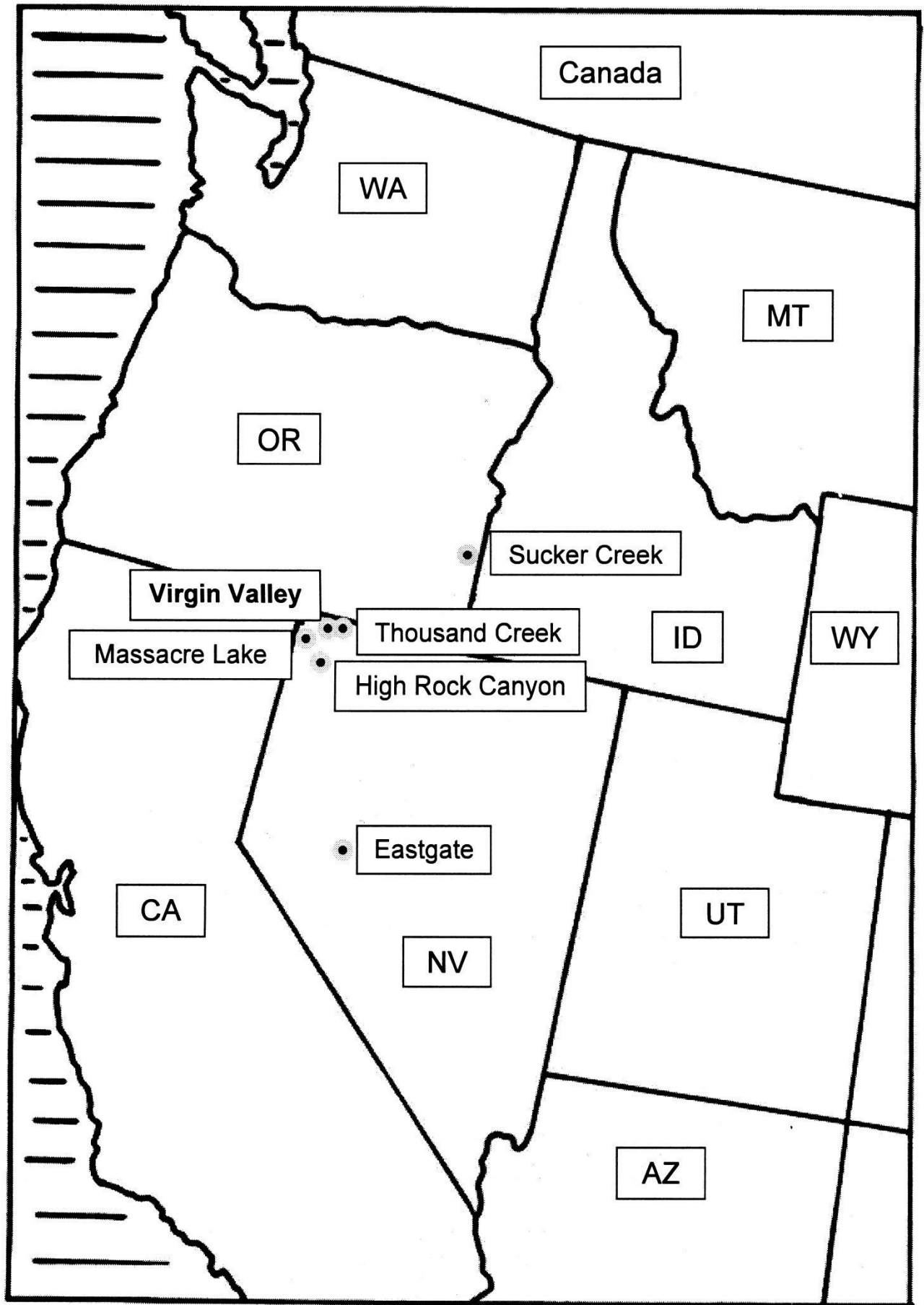


Abb.7: Lage der besprochenen Faunen in Nevada und Oregon

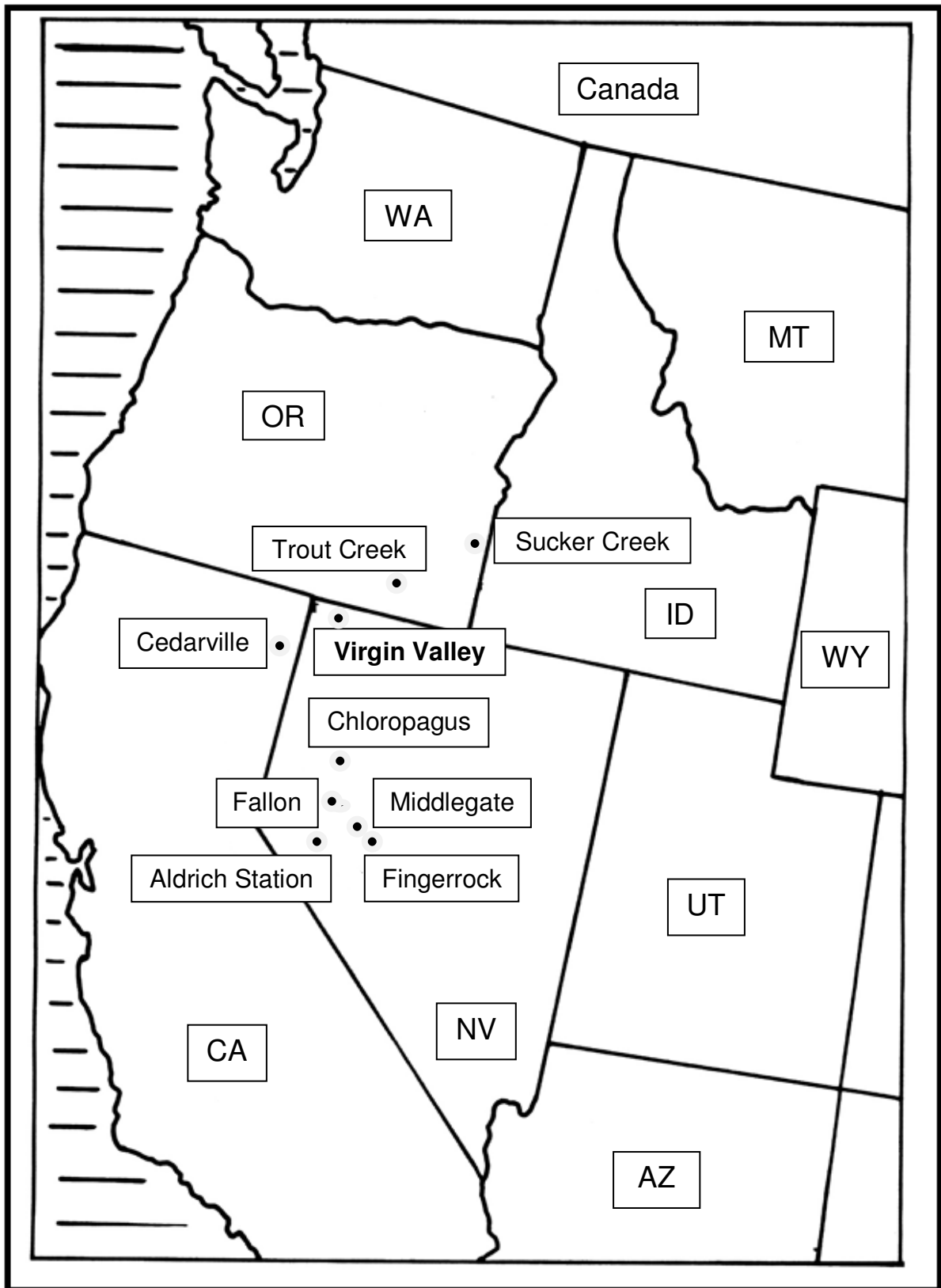


Abb. 8: Lage der besprochenen Floren in Californien, Nevada und Oregon

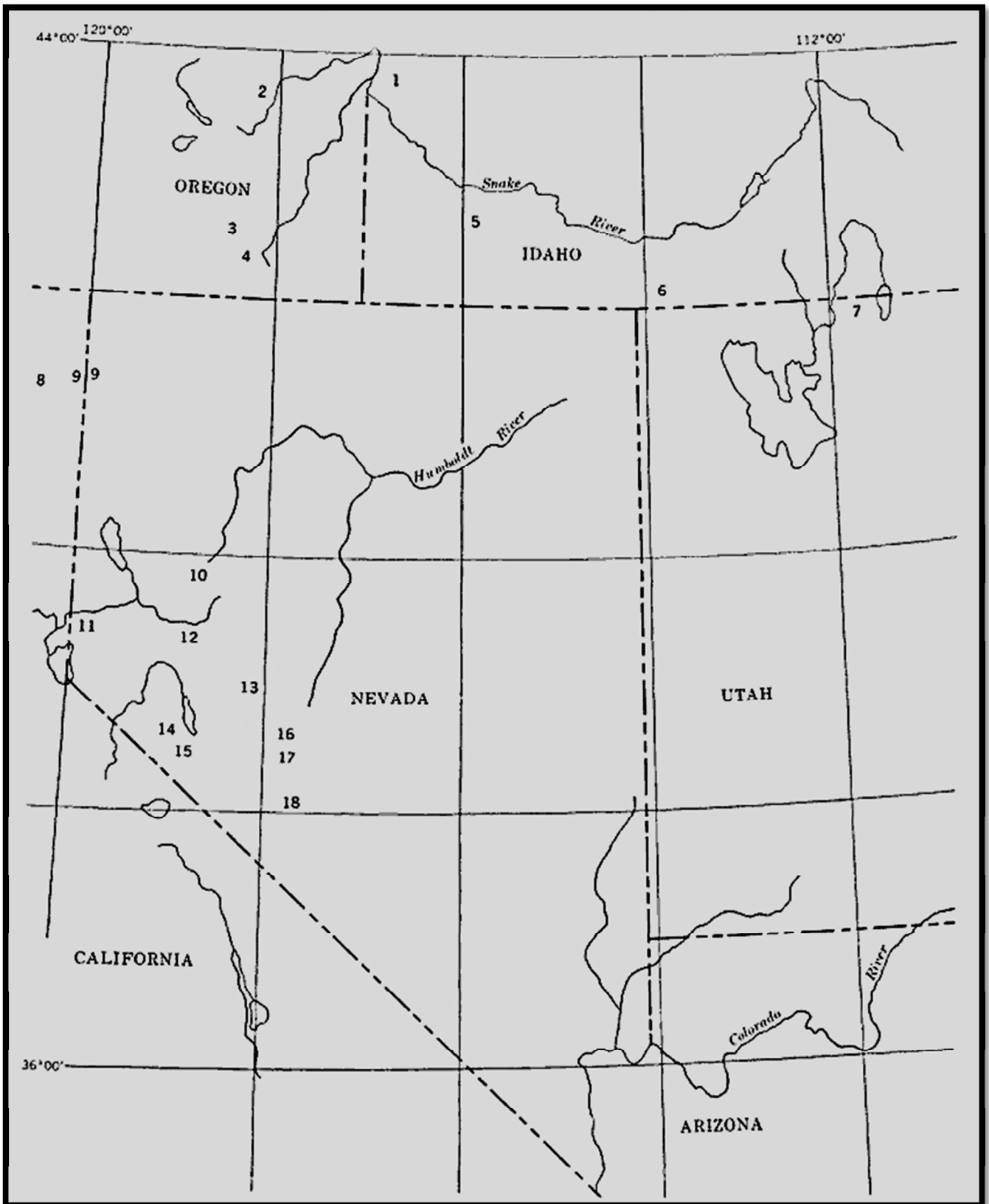


Abb.9: Das Great Basin und seine Florenfundpunkte

1 Lower Idaho, 2 Stinking Water, 3 Alvord Creek, 4 Trout Creek, 5 Bruneau, 6 Gouse Creek, 7 Cache Valley, 8 Alturas, 9 Upper Cedarville, 10 Chloropagus, 11 Verdi, 12 Fallon, 13 Middlegate, 14 Coat Valley, 15 Aldrich Hill and Horsethief Canyon, 16 Fingerrock, 17 Stewart Spring, 18 Esmeralda

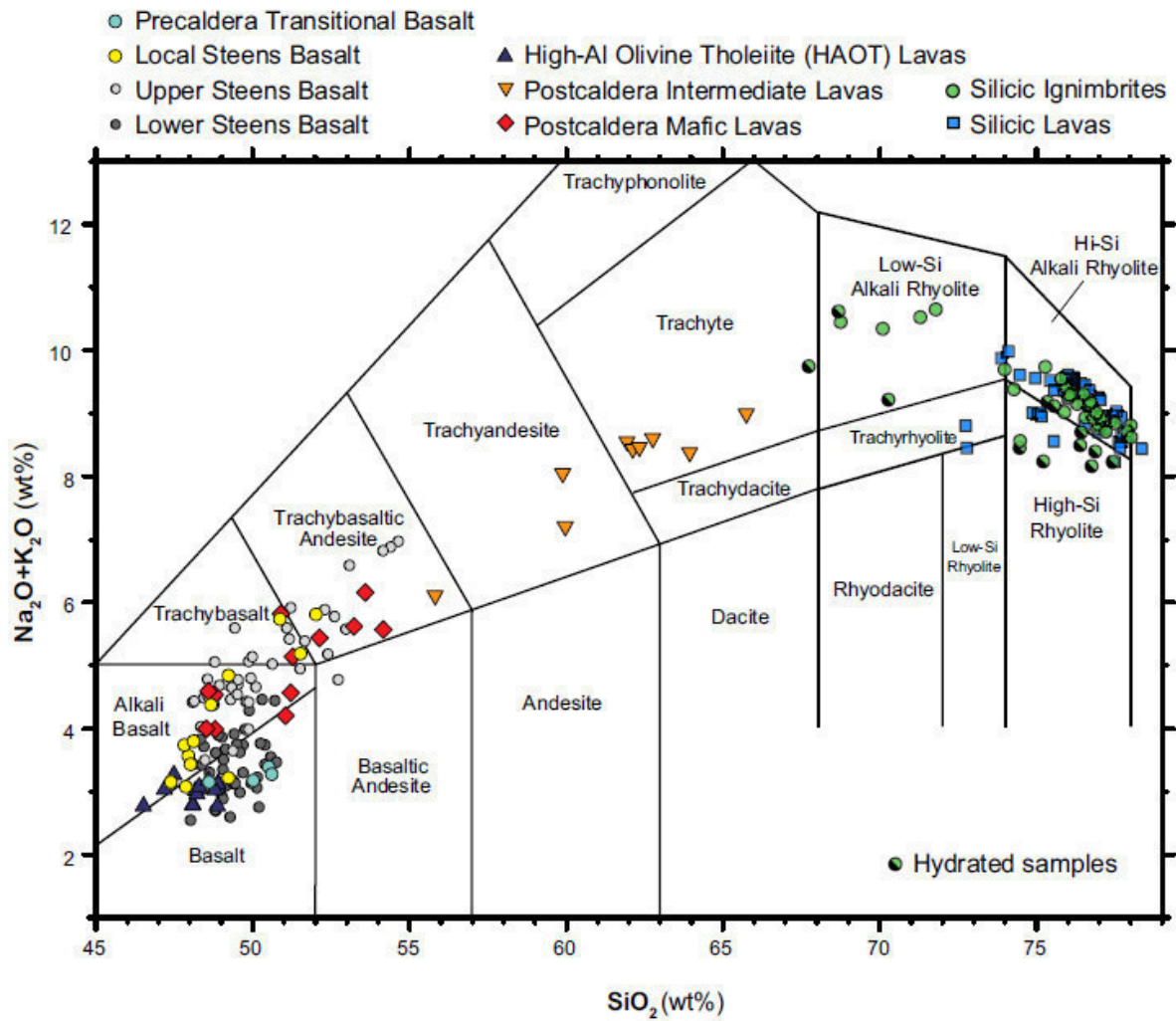


Abb.10: Klassifizierungsschema für Vulkanite (TAS: total alkalis versus silica) nach COBLE & MAHOOD (2016: Fig.6) am Beispiel der Steens Basalte und des High Rock Caldera Complex

Literaturverzeichnis

- ACH, A.J. & SWISHER, C.C. (1990): The High Rock caldera complex; nested “failed” Calderas in Northwestern Nevada.- *Eos* (Transactions American Geophysical Union), v.71, p. 1614.
- ALT, D.D. & HYNDMAN, D.W. (1992): *Roadside Geology of Oregon*, Mountain Press Publishing Company, 10.Aufl., Missoula, MT.
- ALT, D.D. & HYNDMAN, D.W. (2006): *Roadside Geology of Idaho*, Mountain Press Publishing Company, 9.Aufl., Missoula, MT.
- ALT, D.D. & HYNDMAN, D.W. (2008): *Northwest Exposures-A Geological Story of the Northwest*, Mountain Press Publishing Company, 6.Aufl., Missoula, MT.
- ALT, D.D. & HYNDMAN, D.W. (2016): *Roadside Geology of Northern and Central California*, Mountain Press Publishing Company, 2.Aufl., Missoula, MT.
- ALTANER, S.P. & GRIM, R.E. (1990): Mineralogy, Chemistry, and Diagenesis of Tuffs in the Sucker Creek Formation (Miocene), Eastern Oregon.- *Clay and Clay Minerals*, Vol.38, No.6, 561-572.
- ARMSTRONG McKAY, D.I., TYRRELL, T., WILSON, P.A. & FOSTER, G.L. (2014): Estimating the impact of cryptic degassing of Large Igneous Provinces: A mid-Miocene case study.- *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 403, 1 October 2014, Pages 254-262.
- AXELROD, D.I. & SCHORN, H.E. (1994). The 15 Ma floristic crisis at Gillam Spring, Washoe County, northwestern Nevada.- *PaleoBios*16: 1–10.
- AXELROD, D.I. (1956): Mio-Pliocene floras from west-central Nevada.- *University of California Publications in Geological Science*, vol. 33.
- AXELROD, D.I. (1980): Contributions to the Neogene Palaeobotany of Central California.- *Geol. Sci.*, 121: 1-212, 19 figs., 21 pls., Univ. of Calif. Press.
- AXELROD, D.I. (1985): Miocene Floras from the Middlegate Basin, West-Central Nevada.- *Geol. Sci.*, 129: 1-279, 6 figs., 34 pls., Univ. of California Press, Berkeley.
- AXELROD, D.I. (1988): An interpretation of high montane conifers in Western Tertiary floras. - *Paleobiol.*, 14, 3: 301-306.
- AXELROD, D.I. (1995): The Miocene Purple Mountain flora of western Nevada.- *University of California Publications in Geological Science*, 139: 1–62.
- BALDWIN, E.M. (1981): *Geology of Oregon*, 3. Auflage – Kendall / Hunt Publishing, Iowa.
- BARROW, K.T. (1983): Trout Creek Formation, Southeastern Oregon: Stratigraphy and Diatom Paleoecology, A Thesis,- Department of Geology and the Committee on Graduate Studies of Stanford University.
- BENSON, T.R. & MAHOOD, G.A. (2014): New geologic perspectives on the mid-miocene Lake Owyhee Volcanic Field, Oregon – Paper No.10, Rocky Mountain (66th annual) and Cordilleran (110th annual) Joint Meeting (19-21 May 2014).
- BENSON, T.R. & MAHOOD, G.A. (2016): Geology of the Mid-Miocene Rooster Comb Caldera and Lake Owyhee Volcanic Field, eastern Oregon: Silicic volcanism associated with Grande Ronde flood basalt- *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 309: 96–117.

- BRUESEKE, M.E., CALLICOAT, J.S., HAMES, W. & LARSON, P.B.(2014): Mid Miocenerhyolite volcanism in northeastern Nevada: The Jarbidge Rhyolithe and its relationship to the Cenozoic evolution of the northern Great Basin (USA) – *Geol.Soc.Am.Bull.*126 (7-8), 1047-1067.
- BUSSEY, D. (1996): Gold mineralization and associated rhyolitic volcanism at the Hog Ranch District, northwest Nevada, in COYNER, A.R.& FAHEY, P.I., eds., *Geology and ore deposits of the American Cordillera*; Reno, Nevada, Geol. Soc. of Nevada, p181-207.
- CAMP, V.A. & HANAN, B.B. (2008): A plume-triggered delamination origin for the Columbia River Basalt Group.- *Geosphere*, June 2008, v.4, no.3, p.480-495.
- CAMP, V.A. & ROSS, M. (2004): Radiating Volcanic Migrations: An example from the Pacific Northwest, U.S.A.- www.MantlePlumes.org.
- CAMP, V.E. (2013): Origin of Columbia River Basalt: Passive rise of shallow mantle, or active upwelling of a deep-mantle plume?.in REIDEL, S.P., CAMP, V.E., ROSS, M.E., WOLFF, J.A., MARTIN, B.S., TOLAN, T.L. & WELLS, R.E., eds., *The Columbia River Basalt Province*: Geological Society of America Special Paper 497.
- CARSIDE, L.J. (1973): Radioactive mineral occurrences in Nevada.- Nevada Bureau of Mines and Geology, Bulletin 81.
- CASTOR, S.B. & HENRY, C.D. (2000): Geology, geochemistry and origin of volcanic rock-hosted uranium deposits in northwest Nevada and southern Oregon, USA.- *Ore Geology Review*,16,1-40.
- CATHRALL, J.B., SIEMS, D.F., CRENSHAW, G.L. & COOLEY, E.F. (1984): Geochemical Evaluation of the Mineral and Geothermal Resources of the Charles Sheldon Wilderness Study Area, Nevada and Oregon.- Geological Survey Bulletin 1538-C.
- COBLE, M.A. & MAHOOD, G.A. (2008): New geologic evidence for additional 16,5-15,5 Ma silicic calderas in northwest Nevada related to initial impingement of the Yellowstone Hotspot.- *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, v.3, p.012002.
- COBLE, M.A. & MAHOOD, G.A. (2011): Widespread mid-Miocene silicic volcanism contemporaneous with Columbia River flood basalts in the western USA.- Abstract, Paper No.9, GSA Annual Meeting, Minneapolis.
- COBLE, M.A. & MAHOOD, G.A. (2012-a): Initial impingement of the Yellowstone plume located in widespread silicic volcanism contemporaneous with Columbia River flood basalts-*Geology*, published online on 25 May 2012.
- COBLE, M.A. & MAHOOD, G.A. (2012-b): Initial impingement of the Yellowstone plume located in widespread silicic volcanism contemporaneous with Columbia River flood basalts.- Data Repository Items, GSA Data Repository 2012188.
- COBLE, M.A. & MAHOOD, G.A. (2012-c): New geologic mapping combined with geochemical, paleomagnetic, and high-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses reveal multiple overlapping calderas formed 16.4-15.7 Ma at High Rock caldera complex, northwestern Nevada.- Abstract American Geophysical Union, Fall Meeting.

- COBLE, M.A. & MAHOOD, G.A. (2016): Geology of the High Rock caldera complex, northwest Nevada, and implications for intense rhyolitic volcanism associated with flood basalt magmatism and the initiation of the Snake River Plain–Yellowstone trend-Geosphere, February 2016, v.12, p.58-113.
- COBLE, M.A. (2012): Geology and 40-argon/39-argon geochronology of the mid-Miocene High Rock Caldera Complex, northwest Nevada [Ph.D. thesis]: Stanford, California, Stanford University, 564 p.
- COLGAN, J.P., DIMITRU, T.A. & MILLER, E.C. (2004): Diachroneity of Basin and Range extension and Yellowstone hotspot volcanism in northwest Nevada.- Geological Society of America, Geology February 2004, v.32, no.2, p.121-124.
- COLGAN, J.P., DIMITRU, T.A., McWILLIAMS, M. & MILLER, E.C (2006): Timing of Cenozoic volcanism and Basin and Range extension in northwestern Nevada: New constrains from the northern Pine Forest Range.- GSA Bulletin Jan/Feb.2006, v.118, no.1/2, p.126-139.
- COLGAN, J.P., WYLA, S.J. & WRIGHT, J.A.. (2010): Geological Map of Vicksburg Quadrangle, Humboldt County, Nevada.- Nevada Bureau of Mines, Map 169.
- CRABTREE, D.R. (1963): *Picea wolfei*, a new species of Petrified cone from the Miocene of Northwestern Nevada.- Am. J. Bot., 70: 1356-1364.
- DAVIS, E.B. & CALEDE, J.J.M. (2012): Extending the utility of artiodactyl postcrania for species-level identifications using multivariate morphometric analyses.- Palaeontologia Electronica 15.1.1A: 22pp, 2.09MB, <http://palaeo-electronica.org/content/2012-issue-1-articles/68-artiodactyl-postcrania>.
- DAVIS, E.B. & MCHORSE, B.K. (2013): A method for improved identification of postcrania from mammalian fossil assemblages: multivariate discriminant function analysis of camelid astragali.- Palaeontologia Electronica, vol. 16, issue 3, 27A, 15p., palaeo-electronica.org/content/2013/539-discriminant-id-of-postcrania.
- DAVIS, E.B. & PYENSON, N.D. (2007): Diversity biases in terrestrial mammalian assemblages and quantifying the differences between museum collections and published accounts: a case study of the Miocene of Nevada.- Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 250:139-149.
- DILLHOFF, R.M. & DILLHOFF, T.A. (2009): Cenozoic paleobotany of the John Day Basin, central Oregon- The Geological Society of America, Field Guide 15.
- DUNBAR, C.O. (1959): Historical Geology- Wiley & Sons, Inc., New York, 2nd edition.
- EGGER, A.E. & MILLER, E.L. (2011): Evolution of the northwest margin of Basin and Range: The geology and extensional history of the Warner Range and environs, northeastern California.- Geosphere, 6, 2011, v.7, no.3, p.756-773.
- EUBANKS, W. (1966): Fossil Woods Supplement Knowledge of the Succor Creek Fossil Flora.- The Ore Bin, Volume 28, No. 10, October.
- FIELDS, P.F. (1996). The Succor Creek flora of the Middle Miocene Sucker Creek Formation, Southwestern Idaho and Eastern Oregon- systematics and paleoecology.Ph.D., Michigan State University.
- FIERO, B. (1986): Geology of the Great Basin, University of Nevada Press, Reno, NV.

- FRITZ, W.J. & THOMAS, R.C. (2011): Roadside Geology of Yellowstone Country.- Mountain Press Publishing Company, 2.Aufl., Missoula, MT.
- GRAHAM, A. (1963): Systematic revision of the Sucker Creek and Trout Creek Miocene Floras of Southeastern Oregon.- Amer. J. Bot., 50, No. 9 (Oct.,1963), pp. 921-936.
- GREEN, R.C. (1984): Geological Appraisal of the Charles Sheldon Wilderness Study Area, Humboldt and Washoe Counties, Nevada and Lake and Harney Counties, Oregon.- Geological Survey Bulletin, 1538-A, p.13-34.
- GREENE, R.C. (1976): Volcanic Rocks of the McDermitt Caldera, Nevada-Oregon.- U.S. Geol. Survey - Open File Rept. No.76-753.
- GREGOR, H.-J., FIEST, W. & SEIDL, G. (2017): Eine miozäne Sitka-Fichte – *Picea opallios* nov. spec. aus der Opalmine Lee des Virgin Valley (Sheldon National Wildlife Refuges, Nevada, USA) .- Documenta naturae, 199, in Vorb.
- HAUSBACK, B., SMITH, J., HENRY, C.D., HILTON, R.P., McINTOSH, W.C., HEIZLER, M.T. & NOBLE, D.C. (2012): The High Rock caldera complex, NW Nevada: Geologic mapping, volcanology, geochemistry, and ultra-high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of early Yellowstone hotspot magmatism.- American Geophysical Union, Fall Meeting 2012, abstract #V33B-2856.
- HENRY, C.D. (1978): Geology and uranium potential, Virgin Valley, Nevada. In: Formation of Uranium Ores by Diagenesis of Volcanic Sediments. Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin, Chapter VIII, 52pp.
- HENRY, C.D., CASTOR, S.B., STARKEL, W.A., ELLIS, B.S., WOLFF, J.A., HEIZLER, M.T. & McINTOSH, W.C. (2012): The McDermitt Caldera, NV-OR, USA: Geological mapping volcanology, mineralization and high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of early Yellowstone hotspot magmatism.- AGU fall meeting 2012, San Francisco.
- HENRY, C.D., CASTOR, S.B., STARKEL, W.A., ELLIS, B.S., WOLFF, J.A., McINTOSH, W.C. & HEIZLER, M.T. (2016): Preliminary geologic map of the McDermitt Caldera, Humboldt County, Nevada and Harney and Malheur counties, Oregon: Nevada Bureau of Mines and Geology Open-File Report 16-1, scale 1:70,000, 8 p.
- HUBER, P.C. (2009): Miozäne Fundstellen in Vulkaniten des Sheldon National Wildlife Refuges (Nevada, USA): Das Virgin Valley – Holz und Opal vom Feinsten; *Protoyucca shadishii* von den Badger Flats.- Documenta naturae, SB 55, 1-80, vielefarb. Abb., München.
- JANIS, C.M., SCOTT, K.M. & LOUIS, L.J. (1998): Evolution of Tertiary Mammals of North America, Volume 1: Terrestrial Carnivores, Ungulates and Undulateslike Mammals-Cambridge University Press.
- JOHNSON, D.H. & O'NEIL, TH.A. (2001): Wildlife-Habitat Relationships in Oregon and Washington.- 768 pp., fotogr. and maps, CD-ROM, index, glossary
- JOURDAN, F. & RENNE, P.R. (2007): Age calibration of Fish Canyon sanidin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K/Ar standards.- Geochimica et Cosmochimica Acta Vol 71, No.2, (2007), pp. 387-402.
- KELLOG, L. (1910): Rodent fauna of the late Tertiary beds at Virgin Valley and Thousand Creek, Nevada.- University of California Publications in Geological Sciences, 5, 421–437.

- KING, P.B. (1977): *The Evolution of North America*, revised edition- Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- KOHN, M.J. & LAW, M. J. (2006): Law Stable isotope chemistry of fossil bone as a new paleoclimate indicator- *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (2006) 931–946.
- LAWRENCE, D.C. (1988-a): Geological field trip guide to the northern Succor Creek area, Malheur County, Oregon.- *Oregon Geology* Vol.50, No.2.
- LAWRENCE, D.C. (1988-b): *Geology and Revised Stratigraphic Interpretation of the Miocene Sucker Creek Formation, Malheur County, Oregon* (1988). Boise State University Theses and Dissertations.Paper 572. <http://scholarworks.boisestate.edu/td/572>.
- MAGUIRE, K.C. (2015): Dietary niche stability of equids across the mid-Miocene Climatic Optimum in Oregon, USA- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426 (2015) 297–307.
- MAHOOD,G.A. & BENSON, T.R. (2016): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on intercalated silicic tuffs provide precise ages for Steens Basalt lavas: implications for flood basalt effusion rates, relation to Miocene Climatic Optimum and the age of the Steens Geomagnetic Reversal- Geological Society of America, Rocky Mountain Section - 68th Annual Meeting – 2016, Abstract.
- MARCY, Ph.I. (2013): *Revisiting Volcanology and Composition of Rhyolites and Associated REE Rich Mafic Clasts of the Three Fingers Caldera, SE Oregon* – Portland State University, Dissertations and Thesis. Paper 1543.
- MARCY, Ph.I., STRECK, M.J., & FERNS, M. (2013): Mid-Miocene Silicic Volcanism of the Three Fingers - Mahogany Mountain Area, SE Oregon – American Geophysical Union Fall Meeting 2013, abstract, V23C-2847, 12/2013.
- McKEE, E.H. & MARVIN, R.F.(1974): Summary of radiometric ages of Tertiary volcanic rocks in Nevada Part IV.- *Northwestern Nevada Isochron/West*, no 10.
- MERRIAM, J.C. (1907): The Occurrence of Middle Tertiary Mammal-Bearing Beds in Northwestern Nevada.- *Science, New Series*, vol. 26, No. 664 (Sep. 20, 1907), pp. 380-382.
- MERRIAM, J.C. (1910): Tertiary mammal beds of Virgin Valley and Thousand Creek in northwestern Nevada. Part I–Geologic history.- *University of California Publications in Geological Sciences*, v. 6, p. 21-53.
- MERRIAM, J.C. (1911): Tertiary mammal beds of Virgin Valley and Thousand Creek in northwestern Nevada. Part II–Vertebrate faunas.- *University of California Publications in Geological Sciences*, v. 6, p. 199-304.
- MEULEN, VANDER D.B. (1989): Intracaldera Tuffs and Central-Vent Intrusion of the Mahogany Mountain Caldera, Eastern Oregon - U.S. Geological Survey Open-File Report 89-77.
- MEULEN, VANDER D.B., RYTUBA, J.J., MINOR, S.A. & HARWOOD, C.S. (1989): Preliminary Geological map of the Three Fingers Rock quadrangle, Malheur County, Oregon - U.S. Geological Survey Open-File Report 89-344.

- MILLAR, C.I. (1996): Tertiary vegetation history. 71-122. In: Sierra Nevada Ecosystem Project, Final report to Congress, Volume II, Assessments and Scientific Basis for Management Options, Centers for Water and Wildland Resources.- Report No. 37, University of California, Davis, California.
- MORGAN, L.A. & McINTOSH, W.C. (2005): Timing and development of the Heise volcanic field, Snake River Plain, Idaho, western USA- Geological Society of America Bulletin March/April 2005.
- MUSTEO, G.E. (2015): Late Tertiary Petrified Wood from Nevada, USA: Evidence of Multiple Silicification Pathways.- *Geosciences*, 5: 286-309.
- NASH, B.C. & PERKINS, M.E. (2012): Neogene Fall Out Tuffs from the Yellowstone Hotspot in the Columbia Plateau Region, Oregon, Washington and Idaho, USA.-PLOS, October 12, 2012.
- NASH, Th. (2010): Volcanogenic Uranium Deposits: Geology, Geochemical Processes and Criteria for Resource Assessment.- USGS, Open File Report 2010-1001.
- NOBLE, D.C., HENRY, C.D., PARK, S.L., SMITH, J.P., HAUSBACK, B.p. & HILTON, R.P. (2009): Geologic framework and evolution of the High Rock Canyon Volcanic Center, northwest Nevada: An early caldera focused system of the Yellowstone Hotspot Track.- Portland GSA, Annual Meeting, Paper No.15-13.
- NOBLE, D.C., McKEE, E.H., SMITH, J.G. & KORRINGA, M.K. (1970): Stratigraphy and geochronology of Miocene rocks in northwestern Nevada.- U.S. Geological Survey Professional Paper 700-D, p.D23-D32.
- ORLANDO, L., METCALF, J.L., ALBERDI, M.T., TELLES-ANTUNES, M., BONJEAN, D., OTTE, M., MARTIN, F., EISENMANN, V., MASHKOUR, M. MORELLO, F., PRADO, J.L., SALAS-GISMONDI, R., SHOCKEY, B.J., WRINN, P.J., VASIL'EV, S.K., OVODOV, N.D., CHERRY, M.I., HOPWOOD, B., MALE, D., AUSTIN, J.J., HÄNNI, C. & COOPER, A. (2009): Revising the recent evolutionary history of equids using ancient DNA.- *PNAS* 106, 2009, S. 21754–21759.
- ORNDORFF, R.L. et.al. (2006): *Geology Underfoot in Central Nevada*.- Mountain Press Publishing Company, 2.Aufl., Missoula, MT.
- PAPP, A. & THENIUS, E. (1959): Tertiär, zweiter Teil.- *Stratigraphische Geologie*, 3, 329S., Stuttgart.
- PERKINS, M.E., BROWN, F.H., NASH, W.P., McINTOSH, W., & WILLIAMS, S.K. (1998): Sequence, age, and source of silicic fallout tuffs in middle to late Miocene basins of the northern Basin and Range province.- *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 344-360.
- PIERCE, K.L. & MORGAN, L.A. (1992): The track of the Yellowstone hotspot volcanism, faulting and uplift.- *Geological Society, Memoir*, 179 (1992),1-52.
- PIERCE, K.L. & MORGAN, L.A. (2009): Is the track of the Yellowstone hotspot driven by a mantle plume? Review of volcanism, faulting and uplift in light of new data.- *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 188 (2009), p.1-25.
- PLOUFF, D. (1984): Interpretation of Aeromagnetic and Gravity Data, Charles Sheldon Wilderness Study Area, Nevada and Oregon.- *Geological Survey Bulletin*, 1538-B.

- PROTERO, D.R. & DAVIS, E.B. (2008): Magnetic Stratigraphy of Upper Miocene (early Hemphillian) Thousand Creek Formation, Northwestern Nevada: in LUCAS et.al. (2008): Neogene Mammals.- New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, 44.
- PROTHERO, D.R., DAVIS, E.B. & HOPKINS, S.S.B. (2008): Magnetic Stratigraphy of the Massacre Lake Beds (late Hemingfordian, early Miocene), Northwest Nevada and the age of the “Proboscidean Datum” in North America: in LUCAS, et al., eds., 2008, Neogene Mammals.- New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin, 44.
- REIDEL, S.P., CAMP, V.E., TOLAN, T.L. & MARTIN, B.S. (2013): The Columbia River flood basalt province: Stratigraphy, areal extent, volume, and physical volcanology- Geol. Soc. Am. Spec. Paper 497, 1-43.
- RYTUBA, J.J. & McKEE, E.H. (1984): Peralkaline ash flow tuffs and calderas of the McDermitt Volcanic Field, southwest Oregon and north central Nevada.- Journal of Geophysic research, 89(B10), 8616-8628.
- RYTUBA, J.J., BLAKELY, R.J., MORING, B. & MILLER, R. (2013): Geophysical expression of caldera related volcanism, structures and mineralization in the McDermitt volcanic field.- American Geophysical Union Fall Meeting 2013, abstract, Gp51-C110312/2013.
- RYTUBA, J.J., MEULEN, VANDER D.B., BARLOCK, V.E. & FERNS, M. (1990): Field Guide to hot-spring gold deposits in the Lake Owyhee volcanic field, eastern Oregon - Geology and ore deposits of the Great Basin: Geological Society of Nevada Field Trip Guide 10, 119 p.
- SCHORN, H.E. (1984): Palynology of the late middle Miocene sequence, Stewart Valley.- Palynology, 8: 259–60.
- SELIGMAN, A.N., BINDEMAN, I.N., McCLAUPHRY, J., STERN, R.A. & FISHER, C. (2014): The earliest low and high $\delta^{18}\text{O}$ caldera-forming eruptions of the Yellowstone plume: implications for the 30–40 Ma Oregon calderas and speculations on plume-triggered delaminations- *frontiers in Earth Science*, November 2014, Vol.2, Art.34,9.doi: 10.3389/feart.2014.00034.
- SHERVAIS, J.W. & HANAN, B.B. (2008): Lithospheric topography, tilted plumes, and the track of the Snake River–Yellowstone hotspot.- *TECTONICS*, VOL. 27, TC5004, doi:10.1029/2007TC002181.
- SMITH, K., CZAPLEWSKI, N. & CIFELLI, R.L. (2016): Middle Miocene carnivorans from the Monarch Mill Formation, Nevada- *Acta Palaeontologica Polonica* 61 (1): 231-252.
- SMITH, R.B., JORDAN, M., STEINBERGER, B., PUSKAS, C.M., FARRELL, J., WAITE, G.P., HUSEN, S., CHANG, W-L. & O'CONNELL, R. (2009): Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: Seismic and GPS imaging, kinematics and mantle flow.- *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(1-3):26-56.
- STAATZ, M.H. & BAUER, jr, H.L.(1951): Virgin Valley opal district, Humboldt County, Nevada.- U.S.Geological Survey, Circular, 142, 7 p.
- STARKEL, W.A. (2014): Petrogenesis of the mafic and intermediate magmas at the McDermitt Caldera Center, northern Nevada and southern Oregon.- Rocky Mountain and Cordilleran joint meeting, Montana State University, May 2014.

- STRECK, M.J., FERNS, M.F., RICKER, C. & HANRICH, T. (2011): The Dinner Creek Tuff: A Widespread Co-CRBG Ignimbrite Sheet in Eastern Oregon- American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #V13C-2611.
- STRÖMBERG, C.A.E. (2006): Evolution of hypsodonty in equids: testing a hypothesis of adaptation.- *Paleobiology*, 32, (2), S. 236–258,
- SWISHER, C.C., (1992): 40Ar/39Ar dating and its application to the calibration of the North American land-mammal ages.- Unpubl. Ph.D. dissertation, University of California, Berkeley.
- TAGGERT, R.E. (1973): Additions to the Miocene Sucker Creek Flora of Oregon and Idaho.- *Amer. J. Bot* 60, (9): 923-928.
- TEDFORD, R.H., ALBRIGHT, L.B., BARNOSKY, A.D., FERRUSQUIA-VILLAGRANCA, I., HUNT, R.M., STORER, J.E., SWISHER, C.C., VOORHIES, M.R., WEBB, S.D. & WHISTLER, D.P. (2004): Mammalian Biochronology of the Arikarean through Hemphillian interval (late Oligocene through early Pliocene epochs), pp.169-231- in WOODBURN, M.O. (ed.): *Late Cretaceous and Cenozoic Mammals of North America: Biostratigraphy and Geochronology*.- Columbia University Press, New York, 376p.
- TEDFORD, R.H., SKINNER, M.F., FIELDS, M.F., RENSBERGER, R.W., WHISTLER, D.P., GALUSHA, D.P., TAYLOR, T., MacDONALD, B.E. & WEBB, S.D. (1987): Faunal succession and biochronology of the Arikarean through Hemphillian (late Oligocene through earliest Pliocene epochs) in North America, pp.153-210- in WOODBURN, M.O. (ed.): *Cenozoic Mammals of North America, Geochronology and Biostratigraphy*.- University of California Press, Berkeley, 326p.
- TOUCHEK, E.T., JOHNSON, F.J. & CONYAC, M.D. (1984): Economic Appraisal of the Charles Sheldon Wilderness Study Area, Humboldt and Washoe Counties, Nevada and Lake and Harney Counties, Oregon.- *Geological Survey Bulletin*, 1538-D.
- TÜTKEN, T. & VENNEMANN, T. (2009): Stable isotope ecology of Miocene large mammals from Sandelzhausen, southern Germany- *Paläontologische Zeitschrift* 84 (1), 207-226.
- UNGER, D.L. (2008): *Geochronology and Geochemistry of Mid-Miocene Bonanza Low-Sulfidation Epithermal Ores of the Northern Great Basin, USA*- Auburn University, Alabama, thesis.
- UNGER, H.J., FIEST, W. & NIEMEYER, A. (1990): Die Bentonite der Ostbayerischen Molasse und ihre Beziehungen zu den Vulkaniten des Pannonischen Beckens.- *Geol. Jb.*, D96: 67-112, Hannover.
- USGS - BULLETIN-1538 (1984): Charles Sheldon Wilderness Study Area, Nevada and Oregon, 139 p., 39 Fig., 6 tables, 2 plates.
- WANG, X., TEDFORD, R.H. & TAYLOR, B.F. (1999): Phylogenetic Systematics of the Borophaginae (Carnivora: Canidae)- *Bulletin of the Museum of Natural History*, No.243, 391 pages, 147 figures, 2 tables, 3 appendices.
- WENDELL, W.G. (1970): The structure and stratigraphy of Virgin Valley-McGee Mountain area, Humboldt County, Nevada.- Corvallis, Oregon State University MS thesis, 130p.
- WHITE, W.M. (2010): Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective.- *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2010. 38:133–160.

- WOLFE, J. A. (1964): Miocene Floras from Fingerrock Wash Southwestern Nevada.- Geological Survey Professional Paper, 454, N1-36, 22 figs., 4 tabs., 12 pls., Washington.
- WOLFE, J.A. SCHORN, H.E., FOREST, C.E. & MOLNAR, P. (1997): Paleobotanical evidence for high altitudes in Nevada during the Miocene. *Science* 276: 1672–1675.
- WOODBURNE, M.O. & SWISHER, C.C. (1995): Land mammal high-resolution geochronology, intercontinental overland dispersals, sea level, climate, and vicariance: *SEPM Special Publication*, v. 54, p. 335-364.
- WYPYCH, A., HART, W.K., SCARBERRY, K.C., McHUGH, K.C., PASQUALE, S.A. & LEGGE, P.W. (2011): Geological map of the Hawks Valley - Lone Mountain Region, Harney County, Oregon.- Open-File Report, 0-11-12.
- ZIELINSKI, R.A. (1982): Uraniferous opal, Virgin Valley, Nevada: conditions of formation and implications for uranium exploration.- *Journal of Geochemical Exploration*, vol.16, issue 3, p.197-216, USGS 1982.

Anhang A: Geologische Standardprofile

Anhang A1: Virgin Valley und High Rock Caldera Complex

Lower sequence (nach GREEN: 1984)

GREEN (1984) fasst hier alle älteren, miozänen Präcaldera-Vulkanite der Charles Sheldon Antelope Range (CSAR) zusammen, die noch nicht dem peralkalisch geprägten mittelmiozänen sauren Caldera-Vulkanismus angehören. WYPYCH et.al. (2011) bearbeiteten das N´ in Harney Co. anschließende Gebiet von Acty-Hawks Mts. und Hawks Valley-Lone Mt. Aus dieser Abfolge (HVLM) seien nur Bald Mountain Trachyte und Acty Mountain Rhyolite erwähnt. Die von GREEN (1984) und COBLE & MAHOOD (2016) beschriebenen Rhyolite of Nut Mountain bzw. Rhyolite Lavas of Nut Mountain stelle ich aus stratigraphischen wie petrographischen Gründen ebenfalls in diese Einheit.

Trct: Rhyolite of Cottonwood Canyon (GREEN: 1984).

Bis 330 m mächtige Rhyolithe sowie gebänderten Quarzlatite.

Im Gebiet von Round Mt. erscheinen sie im Liegenden von Bald Mountain Andesite. Es besteht keine Beziehung zu den Vulkaniten der Cottonwood Creek Caldera.

Tar: Andesite of Round Mountain (GREEN: 1984)

Mächtigkeit: bis 410 m

Dichte, meist plattig ausgebildete, einförmige, dunkelgrau bis grünlich gefärbte, gesprenkelte Andesite sind das dominante Gestein um Round Mt. und Guano Valley. Häufig sind Breccien und schlackenartiger Schutt eingelagert. Ebenso können Sedimente ähnlich den tuffaceous sedimentary rocks zwischengeschaltet sein, die im Kontaktbereich zum Andesit rot gebacken sind.

Tab/Tt₁: Andesite of Bald Mountain (GREEN: 1984) und **Tt₁: Bald Mountain Trachyte** (WYPYCH et.al.: 2011)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach WYPYCH et.al. (2011): 16,51±0,25 Ma. SiO₂: 64 wt-%.

Mächtigkeit: bis 330 m am Bald Mt. und 60 m im Acty Mt. Gebiet.

Tab überlagert die beiden vorangegangenen Einheiten Trct und Tab.

Die Einheit findet man um den Bald Mt. bis nach Oregon, wo er am Acty Mt. die Steens Basalte überlagert. Typisch sind gräulich-rote bis graubraune Andesite und Dacite, mit auffälligen Plagioklas-Einsprenglingen, die 5-10 % der Grundmasse ausmachen können sowie vulkanische Gläser, Olivin, Klino- und Orthopyroxen. Einige Lagen haben ein glasartiges Gefüge. Auch in dieser Einheit sind tuffaceous sedimentary rocks- ähnliche Sedimente eingelagert. WYPYCH et.al. (2011) sprechen ihn als massiven feinkörnigen Trachyt mit fein gebänderter Struktur an.

Td: Dacite (GREEN: 1984)

Dichte, dunkelgraue- bis rote aufgeblähte Dacite und schlackenartige Verklumpungen sind an zwei Stellen am Alkali Reservoir aufgeschlossen.

Tbp: Porphyritic Basalt (GREEN: 1984)

Porphyrischer Basalt ist in der CSAR kaum verbreitet, doch kommt ihm eine gewisse stratigraphische Bedeutung zu, da er den Steens Basalten in den Pueblo- und Steens Mt. N` Denio sowie in den Bilk Creek- und Trout Creek Mts. NE` der Range ähnelt. Ein charakteristisches Merkmal der Einheit sind große Plagioklas-Einsprenglinge.

Tr₃: Acty Mountain Rhyolith (WYPYCH et.al.: 2011)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach 16,39±0,17 Ma. SiO₂: 71,0-72,2 wt-%.

Er ist damit nur minimal älter als Idaho Canyon Tuff (16,38 Ma), der ihn sowie die hier nicht weiter besprochenen Saddle Dome Rhyolite und Hawks Mountain Trachyte im Gebiet S` Hawks Mt. überlagert (vgl. WYPYCH et.al. 2011: geol. map).

Petrographisch handelt es sich um low-silica alkali rhyolite. Meist besitzt das Gestein eine dicke Verwitterungsrinde. In einer glasigen Grundmasse finden sich Einsprenglinge von Klinopyroxen, Olivin, Biotit und viel Sanidin.

Trn: Rhyolite of Nut Mountain (GREEN: 1984), **Mlnm: Rhyolite Lavas of Nut Mountain** (COBLE & MAHOOD: 2016)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach COBLE & MAHOOD (2016): 16,59±0,15.

Metalumic high-silica rhyolite; Fördervolumen: 14 km³. SiO₂: 75,0 wt-%.

GREEN (1984) und COBLE (2012) kartierten die Einheit NW` der Hanging Rock Caldera in einem Umkreis von 7 km, wo die ältesten rhyolithischen Laven des HRCC aus einem großen, angestauten Dom austraten. (COBLE & MAHOOD: 2016) nehmen an, dass die Einheit nach W und NW unter jüngeren Sedimenten verschwindet und sich so ihr Verbreitungsgebiet verdoppeln würde.

Das Gestein ist aphyrisch, entglast und mit starkem Fließgefüge. Es enthält erhöhte Ba und Sr-Werte sowie die niedrigste gemessene HFSE-Konzentration (High Field Strength Elements: SE/Th/U/Zr/Hf/Nb/Ta). In Spuren kommen Einsprenglinge von Alkalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Augit und Magnetit vor. Eine scherbige Textur ist verbreitet. Nicht zu übersehen sind die opaken Obsidianknollen (bis 25 cm), die sich am Aufschlussboden ansammeln. Ihre metalumische, quarzreiche Ausbildung unterscheidet sie von den Peralkali-Rhyolithen, die die Hauptphase des sauren Vulkanismus im High Rock Caldera Complex (HRCC) bzw. der Charles Sheldon Antelope Range (CSAR) dominierten.

GREEN (1984) hatte kaum stratigraphische Anhaltspunkte und stellte die Rhyolithe damals noch ans Ende der Miozänen Abfolge.

Middle sequence (nach GREEN: 1984)

COBLE & MAHOOD (2012-c) schreiben die Bildung der Virgin Valley-, Badger Mountain-, Hanging Rock- und Cottonwood Creek Calderas einem Kollaps in Folge der jeweiligen Eruption von Idaho Canyon Tuff (16,38 Ma), Summit Lake Tuff (16,34 Ma), Soldier Meadow Tuff (16,0 Ma) und Yellow Rock Canyon Tuff (15,7 Ma) zu.

Der Beginn der middle Sequence, vor 16,38 Ma fällt genau in den Grenzbereich Unter- zu Mittel-Miozän (vgl. Tab.17).

Tst: tuffaceous sedimentary rocks siehe **Anhang B**

Die tuffaceous sedimentary rocks treten zeitgleich zu den folgenden vulkanischen Einheiten auf und sind stellenweise mit ihnen verzahnt. Die sedimentären Calderenfüllungen des High Rock Volcanic Complex werden zusammen mit ihren Äquivalenten im McDermitt Volcanic- und Lake Owyhee Volcanic-Field gesondert in Anhang B ausführlich besprochen.

Tic (Miic): Tuff of Idaho Canyon (NOBLE et.al.:1970)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach CASTOR & HENRY (2000):16,4±0,04 Ma, COBLE & MAHOOD (2012-b): 16,39±0,02 und 16,37±0,02 Ma sowie NASH & PERKINS (2012): 16,6±0,06 Ma, Fördervolumen: 52 km³. Mächtigkeit: 60-120 m, SiO₂: 74,3-76,2 wt-%.

Idaho Canyon Tuff ist der formende Ignimbrit der Virgin Valley Caldera. Petrographisch handelt es sich um einen entglasten Schweißuff alkali-rhyolithischer Zusammensetzung. COBLE & MAHOOD (2015) sprechen ihn als zonierten high-silica alkali rhyolite an.

Der Großteil der höher entwickelten, kristallärmeren (4-8 Vol.-%) Variante (Miic_a) tritt im N und NW der CSAR auf, wo die Schichten an Steilhängen wie z.B. im Catnip Canyon gut aufgeschlossen sind. S´ Hawks Mt. (Harney Co.) stoßen sie an die Hawks Valley-Lone Mt.-Abfolge.

Die weniger entwickelte, kristallreichere (15-20 Vol.-%) Variante (Miic_b) findet man dagegen ausschließlich im SE der Range, wo der Tuff das Gebiet um seine Typuslokalität unterlagert und in einer Steilwand des Idaho Canyon ansteht..

Den Hauptanteil bilden dicht verschweißte, entglaste Tuffe. Sie sind gestreift bis gebändert, grau bis braun-grau gefärbt und enthalten schmale, linsenförmige Gaslücken.

In bestimmten Zonen ist der Tuff stark aufgebläht und es fallen kugelige Hohlräume auf, die gelegentlich sekundär, schalenartig mit Quarz gefüllt sind. Diese Strukturen werden als Lithophysale oder "Stone Bubbles" (Steinblasen) bezeichnet.

Das Gestein ist leicht porphyrisch, mit Alkalifeldspat- und Quarz-Einsprenglingen. In kleineren Mengen kommen auch Fayalit und Magnetit sowie weitere verwitterte Eisen- und Magnesiumminerale vor

Die Grundmasse ist kryptokristallin und hat ein unauffälliges granophyrisches Gefüge.

Ein Vorkommen im N der Range enthält Glastuff mit deutlicher Scherben- und Bimsstruktur.

Tsl (Misl): Tuff of Summit Lake (NOBLE et. al.:1970)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach COBLE & MAHOOD (2016: Fig.7): 16,34+-0,02 Ma.

Fördervolumen: 25-32 km³, SiO₂: 68,7-71,3 wt-%.

COBLE & MAHOOD (2016) bezeichnen den initialen Ignimbrit der Badger Mountain Caldera (die Badger Mountain Caldera nach COBLE & MAHOOD:2012 u. 2016 entspricht der Summit Lake Caldera von NOBLE:1988) als crystal-rich, low-silica alkali rhyolite ignimbrite.

In der CSAR tritt er nur in einem kleinen Gebiet am Summit Lake im SE der Range auf, wo er rund 30 m mächtig wird. Flächenmäßig ist Tsl (Misl) jedoch der weitest verbreitete Ignimbrit des High Rock Caldera Complex. Er entstammt einer einzeln abgekühlten, dicht verschweißten Einheit und bildet an Steilhängen gerundete Vorsprünge.

Das Gestein ist bräunlich-grau bis gelblich-grau gefärbt, meist gesprenkelt und enthält reichlich Alkalifeldspat- und Plagioklas-Phenokristalle (10-15%). In Spuren Quarz, Klinopyroxen, Hornblende, Biotit und Magnetit. Die Grundmasse ist teils glasig, teils entglast. Scherbige- und Bimsstruktur herrschen vor.

Trc (Mlcm): Rhyolite of Catnip Mountain (GREEN: 1984), **Catnip Mountain Lavas** (COBLE & MAHOOD: 2016)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach COBLE & MAHOOD (2012-b): 16,24+-0,02 Ma und COBLE & MAHOOD (2015: Fig.8a): 16,31+-0,13 Ma.

Fördervolumen: 38 km³, SiO₂: 76,2 wt-%.

COBLE & MAHOOD 2016 beschreiben Catnip Mountain als zusammengesetzten Lavadom aus aphyric, moderately peralkaline high-silica alkali rhyolite lavas.

Die Rhyolithe (Alkalirhyolithe) unterlagern ein größeres Gebiet um Catnip Mountain und tauchen zusammenhangslos nach SE, z.B. im Virgin Valley oder im Fivemile Flat immer

wieder auf. Am Catnip Mt. werden sie 430 m mächtig. Entlang der State Route 140 überlagern sie Idaho Canyon Tuff.

Sie sind charakteristisch fein gebändert, mittel- bis hellgrau gefärbt und in den helleren Partien fein porös. Die Bänderung fällt i.d. Regel stark ein oder ist kompliziert gefaltet.

Horizontale und vertikale Klüftung kommen gewöhnlich vor. Ebenso verschieden große Gashohlräume.

Das Gestein ist meist aphyrisch, also nicht porphyrisch ausgebildet, enthält aber vereinzelt Einsprenglinge von Alkalifeldspat und dunklen Mineralen. Obsidianknöllchen sind ein unverwechselbares Merkmal dieser Ablagerung. Im anstehenden Gestein kann man sie selbst nicht identifizieren, sondern findet sie ausgewittert auf der Oberfläche der unterlagernden Schichten. Der Obsidian ist schwarz, durchscheinend und strukturlos.

COBLE & MAHOOD (2012-b) sehen im Trc (Mlcm) einen Postcaldera-Vulkanismus im Bereich der Badger Mountain Caldera.

Mlhc: Lavas of Hell Creek (COBLE & MAHOOD: 2016)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$): 16,31±0,03 bzw. 16,29±0,02 Ma für Laven im Hanging Rock- bzw. Echo Canyon. Am Hell Creek messen sie ein Alter von 16,22±0,22 Ma. Sie interpretieren die Altersspanne damit, dass über einen Zeitraum von 30-100 ka chemisch ähnliches Magma gefördert wurde. SiO_2 : 76,7-77,8 wt %.

Petrographische Beschreibung: aphyrische und schwach porphyrische high-silica alkali rhyolite lavas, die im W-Teil der Virgin Valley Caldera und entlang der S` RFZ sowie W` der Badger Mountain Caldera ausbrachen. COBLE & MAHOOD (2015) haben die informelle Einheit der Hell Creek Lavas (Mlhc) von den etwa gleichaltrigen Catnip Mountain Rhyolithen (Mlcm) abgetrennt, da sie geochemisch unterschiedlich ist und ein geringeres Zr/Rb-Verhältnis aufweist (siehe COBLE & MAHOOD 2016: Fig.5).

Tcr: Canyon Rhyolite bzw. Canon Rhyolite (MERRIAM: 1910) und **Mla: Alkali Rhyolite Antelope Lavas** (COBLE & MAHOOD: 2016).

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach NASH & PERKINS (2012): 16,15±0,07 und 16,11±0,03 Ma oder 16,13±0,03 Ma in TEDFORD et.al. (2004). Die K/Ar-Datierung von NOBLE et.al. (1970) mit 13,7±1,4 Ma fällt absolut aus dem Rahmen. Bei K/Ar-Datierungen kann Argonverlust das Ergebnis stark beeinflussen. Fördervolumen: 57 km³.

Canyon Rhyolite ist im E-Teil der Range eine weit verbreitete Einheit. Er unterlagert die Gebiete um McGee- und Big Mt. sowie die Hügel S` und N` von Gooch Table. Die Typlokalität liegt im Thousand Creek Gorge.

Das Gestein ist sehr widerstandsfähig und bildet um McGee- und Big Mt. auffällige Vorsprünge und senkrechtwandige Einschnitte wie den Thousand Creek Gorge und Teilen des Virgin- oder des Sagebrush Creek Valley.

Grünlich-rote, bräunlich-grau- und hellgrau-farbene, gebänderte oder gesprenkelte Rhyolithe sind charakteristisch. Die Textur wechselt von gebändert, brecciös oder gläsern bis zu kaverneartig.

Große Anteile des Gesteins sind verkieselt. Quarz und Achat treten als Sekundärminerale auf. Die Grundmasse besteht aus kryptokristallinen Alkalifeldspäten und kieseligen Mineralen mit radialer Struktur. Wenn Kristalle vorkommen, sind sie klein und unauffällig.

Tuffaceous sedimentary rocks (Tst) und welded tuff (Trw) sollen vereinzelt am McGee- und am Big Mt. mit Canyon Rhyolite verzahnt sein. Am Eingang zum Thousand Creek Gorge

werden die Rhyolithe rd. 120 m mächtig. Nach S verdicken sich die Ablagerungen, je mehr Tuffite und Big Mountain Tuff mit Canyon Rhyolite wechsellagern - am Steilhang unterhalb des McGee-Gipfels auf 300 m, am Big Spring Butte und den Hügeln S` Gooch Table vermutlich noch mehr.

COBLE & MAHOOD (2016: supplemental Table 1) stellen Canyon Rhyolite der Virgin Valley Caldera in ihre neu eingeführte, informelle Einheit der Alkali Rhyolitic Antelope Lavas (Mla), die Vorkommen im Gebiet der Cottenwood Creek Caldera zu den (Mlcc)-Alkali Rhyolitic Lavas of Cottenwood Creek (siehe weiter unten).

Tcrd: Rhyolite dike (GREEN:1984)

Ein Rhyolithgang im NE des Big Mt. ähnelt petrographisch den basalen Partien des Canyon Rhyolite, die er durchschlägt. Offensichtlich ist hier einer seiner Fördergänge aufgeschlossen (GREEN 1984). COBLE & MAHOOD (2016) sehen in ihm einen Fördergang der jüngsten Laven, die den Big Mountain bedecken.

Trw: Red welded Tuff (GREEN:1984)

An der E-Seite des McGee Mt. findet man den Ausbiss eines rotbraun gefärbten, dicht verschweißten Tuffs (Ignimbrit), der stratigraphisch neben Canyon Rhyolite steht.

Die Grundmasse ist kryptokristallin und enthält in Spuren Alkalifeldspatkristalle.

COBLE & MAHOOD (2016) rechnen ihn, gemeinsam mit Canyon Rhyolite zu ihrer neuen informellen Einheit der Alkali Rhyolitic Antelope Lavas (Mla).

Ttb (Mtbm): Tuff of Big Mountain (Arbeitsbezeichnung von NOBLE et.al.: 1970)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2016): 16,23 und 16,13±0,03 Ma und ist somit etwa gleich alt wie Canyon Rhyolite. Fördervolumen: 23 km³.

Big Mountain Tuff kommt in verschiedenen Gebieten um den McGee- und den Big Mt. vor, wurde jedoch noch keinem definierten Ereignis zugeordnet, obwohl es sich genetisch um einen Ignimbrit handelt. Am Big Mt. bildet er ein hervorspringendes Kliff, das den nach E gerichteten Steilhang überragt (NOBLE et.al. 1970). In dieser Lokalität erreicht er eine Mächtigkeit von 240 m, dünnt aber stark aus, wo er mit Canyon Rhyolite wechsellagert.

Petrographisch handelt es sich um teilweise- bis dicht verschweißte Tuffe. An der Typlokalität ist er rosa-grau gefärbt und porös, am McGee Mt. wird er dichter und variiert farblich zwischen bräunlich und hellgrau..

Alkalifeldspat und Quarz sind zu je 2 %, Klinopyroxen und Magnetit noch weniger in der kryptokristallinen Grundmasse enthalten. Entglasungsspuren zerstören meist die scherbige Textur.

Mtbm und Mla: Tuff of Big Mountain und Alkali Rhyolite Antelope Lavas (COBLE & MAHOOD: 2015)

COBLE & MAHOOD (2016) fassen in dieser informellen Einheit etwa gleichaltrige Bildungen wie Canyon Rhyolite, red welded Tuff, Rhyolite dikes sowie Big Mountain Tuff zusammen, die vor etwa 16,3 bis 16,1 Ma kurz auf die Catnip Mountain- und Hell Creek Tuffe folgten. Die schwach peralkalischen, moderat porphyrischen Alkali-Rhyolith-Tuffe werden nach CASTOR & HENRY (2000) als Magmen (ring-fracture lavas) interpretiert, die entlang der Ring Fracture Zone ausbrachen, die die Virgin Valley Caldera umgeben.

Dieser petrologische Ansatz kann besser erklären, warum Canyon Rhyolite, Big Mountain Tuff und tuffaceous sedimentary rocks mitunter wechsellagern als ältere Interpretationen, die von einer explosiv ignimbrischen Genese des Canyon Rhyolite ausgingen.

Kleinere Ignimbrite sowie Fall- und Fließaschen-Ablagerungen, die mit Antelope Laven verzahnt sind bilden zusammen Big Mountain Tuff. Ursprünglich wurde die Bezeichnung von NOBLE (1970) nur für die auffälligste Einheit in der Folge, einen kristallarmen, meist nicht verschweißten Ignimbrit mit weißen Bimsgeröllen (bis 15 cm Durchmesser) verwendet. W` Idaho Canyon und S` Rock Spring Table endet die Überlieferung des Tuffs abrupt, was den Anschein erweckt, dass er nur dort überliefert wurde, wo er von Antelope Laven bedeckt war. COBLE & MAHOOD (2016) interpretieren Big Mountain Tuff hauptsächlich als luftverfrachtete Aschen, die am Rand des Virgin Valley-Intracalderasees abgelagert wurden.

Mics: Tuff of Coyote Spring (COBLE & MAHOOD:2016)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2016): 16,27+-0,02 und 16,27+-0,04 Ma.

Das Fördervolumen beträgt schätzungsweise 5 km³. SiO₂: 71,1 wt-%.

Zeitgleich mit den Antelope Laven und verbunden mit Big Mountain Tuff, brachen in der Umgebung der SE` RFZ der Badger Mountain Caldera und einem Streifen N` und NE` der zukünftigen Hanging Rock Caldera stärker peralkalische Rhyolith-Laven aus.

Es handelt sich dabei um zwei zeitgleiche, aber unterschiedlich zusammengesetzte Ignimbrite, den Coyote Spring- sowie den Trough Mountain Tuff.

Der erst kürzlich identifizierte Coyote Spring Tuff, ist ein mehr oder weniger dicht verschweißter, entglaster, blättriger und kristallarmer Ignimbrit. Entglasungs-Hohlräume erreichen Durchmesser bis 15 cm. W` Wall Canyon und um Nut Mt. bestehen gute Aufschlüsse, aber meist ist der Tuff unter jüngeren Ignimbrit Laven begraben.

Ttt (Mttm): Tuff of Trough Mountain (Arbeitsbezeichnung NOBLE et. al.: 1970)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2016): 16,25+-0,02 und 16,15+-0,03 Ma. Fördervolumen: 13 km³. SiO₂: 74,5-76,7 wt-%.

NOBLE et. al. (1970) benannten ihn nach seinem örtlichen Vorkommen um Trough Mt.

Dieser Alkalirhyolith wird in der Literatur häufig auch als comendite oder peralkaline rhyolite bezeichnet. NOBLE et.al. (2009) deuten Ttt als postcaldera Tuff, der entlang dem E` Rand der High Rock Caldera (heute Hanging Rock Caldera) ausgebrochen ist.

Er ist dicht, stark verschweiß und oliv-grau bis gelbbraun gefärbt. Charakterisiert wird er durch seine brecciose Textur. Einsprenglinge von Alkalifeldspat, Quarz und Magnetit findet man in Spuren.

Obwohl der Großteil der Vorkommen nach COBLE & MAHOOD (2016) aus kristallarmen, dicht verschweißten, entglasten, alkalirhyolithischen Ignimbriten besteht, ist der Trough Mountain Tuff eine aus vielen Abkühlungselementen von nicht- bis dicht verschweißten Ignimbriten mit zwischengeschaltene, verschweißten Fall-Aschen zusammengesetzte Einheit. Am Trough Mt. werden sie 325 m mächtig, dünnen aber in einem Umkreis von 10 km rasch auf unter 50 m aus. Anscheinend füllen die Tuffe eine Senke oder ein Calderafragment, vielleicht ein Paläobecken, das auch die Verbreitung von Summit Lake- und Soldier Meadow Tuff gelenkt hat.

Mlms, Mlmc, Mlwh: Pre-Hanging Rock Caldera Alkali Rhyolite Lavas (COBLE & MAHOOD:2015)

COBLE & MAHOOD (2016) erwähnen drei Gruppen kristallarmer alkali-rhyolitischer Laven, die S` und SW` der Badger Mountain Caldera erscheinen und beim Einsturz der Hanging Rock Caldera meist durchschnitten wurden.

Mlms: 16,21 Ma low-silica alkali rhyolite lavas of Nelly Mountains. Petrographisch liegt ihre Zusammensetzung zwischen Summit Lake Tuff und Coyote Spring Tuff (SiO_2 : 73,9 wt-%).

Mlmc: 16,2 Ma aphyric alkali rhyolite lavas of Massacre Creek (SiO_2 : 76,1 wt-%).

Mlwh: 16,1 Ma phenocryst-poor alkali rhyolite lavas of Wild Horse Pasture (SiO_2 : 75,9 wt-%).

Massacre Creek- und Wildhorse Pasture Laven haben eine ähnliche Zusammensetzung wie Coyote Spring Tuff. COBLE & MAHOOD (2016) nehmen daher an, dass diese gerade genannten Laven aus einer sich entwickelnden Magmenkammer ausbrachen, die letztendlich den Aufstieg der Soldier Meadow Magmen und den Einsturz der Hanging Rock Caldera bewirkte.

Tsm (Mism): Tuff of Soldier Meadow (NOBLE et. al.:1970)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach SMITH et.al. (2009): 16,12+0,05 Ma, HAUSBACK et.al. (2012): 16,14 und 16,09+-0,01Ma sowie COBLE & MAHOOD (2012-b): 16,0 und 16,01+-0,02 Ma aus stark verschweißten Partien. Zum Vergleich sei noch eine (K/Ar)-Analyse von NOBLE et. al. (1970): 14,7+-0,5 Ma erwähnt. Hier wird die Diskrepanz zwischen älteren K/Ar- zu hochmodernen, präzisen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen von Sanidinen deutlich.

Das Fördervolumen betrug rund 65 km³. SiO_2 : 77,0 wt-%.

Tsm (Mism) ist der calderabildende Ignimbrit der Hanging Rock Caldera von COBLE & MAHOOD: 2012 u. 2015 (entspricht der High Rock Caldera nach NOBLE: 2009, SMITH: 2011 und HAUSBACK et.al.: 2012 bzw. Soldier Meadow Caldera nach ACH & SWISHER: 1990).

Nach GREEN (1984) sind die Vorkommen der Tuffe im Gebiet der S` Range verstreut. Dies sind die nördlichsten Nachweise der ansonsten weit verbreiteten Einheit, die noch 60 km nach SW verfolgt werden kann. Im Kartiergebiet beträgt die Mächtigkeit 30-60 m.

Charakteristisch sind Vorsprünge mit weiten, vertikalen Klüften. Das Gestein ist meist sehr hell und stark porphyrisch. Einsprenglinge bestehen zu 3-10 % aus Quarz und 10-20 % aus Kalifeldspat und Spuren von Magnetit und verwitterten Fe-Mg-Mineralen. Die Grundmasse ist körnig und hat eine schwach erhaltene scherbige Textur. Eingelagerte Bimsbrocken, in allen Zerfallsstufen, die über 75% des Gesteinsvolumens ausmachen, sind ebenfalls ein deutlicher Hinweis auf Soldier Meadow Tuff.

Nach HAUSBACK et.al. (2012) erfolgte die Eruption der Tuffe in zwei Schüben, wobei die zuletzt geförderten Laven eine höhere Konzentration an Rubidium, Zirkon, Niob und Thorium aufweisen, was nahe legt, dass sich die Magmendifferentiation zwischen den Schüben fortsetzte.

COBLE & MAHOOD (2016) beschreiben Soldier Meadow Tuff als stark verschweißten, porphyric, moderately peralkaline high-silica alkali rhyolite, der aber vertikal innerhalb von 2m in unverschweißte Ausbildung übergehen kann. Sieben solcher "welding"-Wechsel sind aus einem Aufschluß N` des Fly Canyon bekannt. Sie sind Folge niedriger Viskosität peralkalischer Magmen, die zu abrupten Wechseln der Verschweißungsintensität als Funktion der Akkumulation führt.

Mlsm: Alkali Rhyolite Soldier Meadow Lavas (COBLE & MAHOOD: 2016)

Fördervolumen: 9 km³. SiO_2 : 77,0 wt %.

COBLE & MAHOOD (2016) rechnen hierzu diverse zwischen 15,98 und 15,91+-0,02 Ma alte, chemisch und petrographisch gleiche Laven im Gebiet der Hanging Rock Caldera. Sie

erklären das Alter der Soldier Meadow Laven und ihre chemisch und petrographische Ähnlichkeit zu den Soldier Meadow Tuffen damit, dass Laven ausflossen, als die weiterentwickelte Magmengeneration während der Eruption von Soldier Meadow Tuff noch nicht angezapft wurde.

Die Laven haben ein deutliches Fließgefüge im Meterbereich. Mitunter traten sie in einen Intracaldera-See aus und bilden ziegelrot bis bräunlich verwitterndes Gesteinsglas.

Hebung und wiedererwachter Magmatismus in der Badger Mountain Caldera

Gleichzeitig mit der Eruption der Soldier Meadow Laven traten im HRCC in zwei Gebieten magmatische Aktivitäten auf. Im SW, wo die jüngste, die Cottonwood Creek Caldera entstehen sollte und im NW, wo sich innerhalb der Badger Mountain Caldera (BMC) resurgent, d.h. wiedererwachter Vulkanismus entwickelte.

Aufsteigende Magmen unterhalb der BMC bewirkten eine Hebung des Gebietes und Intrusionen alkalirhyolithischer Mahogany Mountain Lava sowie der damit vergesellschafteten Alkali-Flat- und Badger Mountain Tuffe entlang Verwerfungen und reaktivierter, S` RF-Zone der Virgin Valley Caldera.

Trb: Rhyolite of Badger Mountain (PARK:1983 und GREEN: 1984) entspricht **Mtab: Tuff of Alkali-Flat und Badger Mountain** (COBLE & MAHOOD:2016)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) Tuff of Badger Mountain nach SMITH (2009): 16,04+-0,03 und COBLE & MAHOOD (2012-b): 15,73+-0,02 Ma. Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) Tuff of Alkali Flat nach COBLE & MAHOOD (2012-b):15,84+-0,02 sowie 15,82+-0,03 Ma.

Fördervolumen: zusammen 20 km³. SiO₂: 76,7-77,9 wt-%.

Nach GREEN (1984) unterlagert Badger Mountain Rhyolite ein größeres Gebiet um Badger-, Fish Creek-, Blowout- und Mahogany Mt., das sich nach E bis zum Virgin Creek erstreckt. Obwohl die Berge im allgemeinen eine abgerundete Form besitzen, bieten Vorsprünge und gefurchte Gipfel reichlich Aufschlüsse.

Die Einheit besteht aus mächtigen porphyrischen Rhyolithen. Ihre Färbung variiert, liegt aber meist zwischen hellgrau und bräunlich-grau.

Fliertexturen mit beträchtlicher Porosität in den helleren Partien sind charakteristisch. Meist enthalten die Rhyolithe 2-10 % Quarz- und 5-20 % Alkalifeldspat-Einsprenglinge mit Spuren von Klinopyroxen und Magnetit. Die Grundmasse ist kryptokristallin. Einzelne Rhyolithbereiche haben eine glasartige Grundmasse.

Am Badger- und am Fish Creek-Mt. werden die Ablagerungen ca. 300 m mächtig. COBLE & MAHOOD (2012-b) rechnen die Alkalirhyolithe zum resurgent, also wiedererwachten Vulkanismus. Sie finden im Gelände keine Unterschiede zu den früher getrennt behandelten Badger Mountain- und Alkali Flat Tuffen. Daher fassen sie verschweißte wie nicht verschweißte Ignimbrit-Vorkommen, die während eines Zeitraums von 15,8 bis 15,7 Ma gefördert wurden, gemeinsam mit den dazugehörigen Fallasche-Ablagerungen, in der Einheit Mtab zusammen. Chemisch und petrographisch gleichen sie Mahogany Mountain Lavas (Mlmm).

Mlmm: Alkali Rhyolite Lavas of Mahogany Mountain (COBLE & MAHOOD: 2012)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2016): von 15,97 bis 15,51 +-0,02 Ma.

Fördervolumen: 53 km³. SiO₂ (Mlmm₃): 76,85-77,9,0 wt-%.

Um Namensüberschneidungen zu vermeiden benannten COBLE & MAHOOD (2015) die Vielzahl der alkalirhyolithischen Magmen, die von 15,9 bis 15,5 Ma innerhalb der Badger

Mountain Caldera ausflossen Mahogany Mountain Lavas. Es besteht keinerlei Beziehung zu gleichnamiger Caldera und den Bergen im Lake Owyhee Volcanic Field.

Einzelne Lava-Ausflüsse (M_{1,2,3}) unterscheiden sich durch ihre Spurenelement-Zusammensetzung, die mit der Zeit immer alkali-ärmer wird, was sich durch einen sinkenden Zr/Rb-Koeffizienten äußert (M₁: 2,9-3,0, M₂: 2,5-2,0, M₃: 1,0-1,4).

Tuff of Yellow Rock Canyon und Alkali Rhyolite Lavas of Cottonwood Creek

Gleichzeitig mit den wiedererwachten Eruptionen in der Badger Mountain Caldera vor 15,9 Ma traten aphyrische bis schwach porphyrische, alkalirhyolitische Laven aus, die sich über weite Flächen verteilten. Dies geschah genau in dem Gebiet SSW der Hanging Rock Caldera, das durch den explosiven Ausbruch des Yellow Rock Canyon Tuff vor 15,7 Ma und anschließendem Kollaps der Magmenkammer, die Cottonwood Creek Caldera werden sollte.

M₁yc: Tuff of Yellow Rock Canyon (COBLE & MAHOOD: 2012)

Es ist der initiale, calderabildende Ignimbrit der Cottonwood Creek Caldera (nach COBLE & MAHOOD: 2012 - frühere Bezeichnung: Hog Ranch Caldera nach ACH & SWISHER: 1990) Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach COBLE & MAHOOD (2016): 16,71±0,03 Ma und 15,69±0,01.

COBLE & MAHOOD (2015) bezeichnen ihn als high-silica alkali rhyolite to trachyte. Fördervolumen: 50 km³. SiO₂: 75,8-76,4 / 67,75 wt-%.

M₁yc tritt N und NE des Cottonwood Creek auf, wo er in eine Geländevertiefung der Hanging Rock Caldera floss und von jüngeren trachytischen Laven überdeckt wird, die diesen ansonsten leicht verwitterbaren Tuff konservieren. Nach S wird seine Verbreitung von einem ausgedehnten Massiv phanokristarmer präcaldera Laven mit Zentrum Fox Mt. gestoppt. Fast die gesamte Folge (bis 80 m) ist im High Rock Canyon aufgeschlossen- ich erinnere an die dortige Local Fauna.

Petrographisch zeigt die Einheit einen zonierten Aufbau. Von hell-bräunlicher, kristallarmer alkali-rhyolithischen Bims-Lapilli im Liegenden und einer oberen Fließeinheit grau-blauer trachytischer Bims-Lapilli mit 10 % Phenokrist-Anteil. Nicht verschweißte Partien bestehen aus 30-60 % Bimslapilli-Anteil (Durchmesser 5 – 30 cm) in aschiger Matrix. Daher auch die Verwitterungsanfälligkeit - speziell während einer postvulkanischen Dampfphase (vapor-phase alteration). Die Größe von Bims- und Stein-, nimmt wie der Gesamtgehalt an Steinfragmenten zum Hangenden hin zu. Hierbei handelt es sich meist um Soldier Meadow Tuff-Fragmente, die nahe des Yellow Rock Canyon Durchmesser bis 1,5 m erreichen.

COBLE & MAHOOD (2016) nehmen an, dass die Gerölle von pyroklastischen Strömen in Tälern mitgerissen wurden, als diese in die Hanging Rock Caldera-Füllung einschnitten. Zwischen basalen, alkali-rhyolithischen und hangenden, trachytischen Partien ist keine Eruptionsunterbrechung zu erkennen. COBLE & MAHOOD (2016) sehen den Yellow Rock Canyon Tuff als einzelnes Eruptionseignis.

M₁cc: Alkali Rhyolite Lavas of Cottonwood Creek (COBLE & MAHOOD: 2016)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach COBLE & MAHOOD (2016):

Präcaldera Lava: 15,91±0,04 bis 15,75±0,02 Ma. Fördervolumen: 136 km³. SiO₂: 76,0 wt-%.

Postcaldera Lava: 15,78±0,07 bis 15,66±0,02. Fördervolumen: 84 km³. SiO₂: 77,15 wt-%.

In einem Umkreis von 20 km um die Cottonwood Creek Caldera treten kreisförmige Muster auf. COBLE & MAHOOD (2016) interpretieren sie als Fördergänge für weiträumig austretende Alkali-Rhyolith Laven entlang der RFZ der Caldera.

Prä- und Postcaldera-Laven sind beide makroskopisch aphyrisch bis schwach porphyrisch und haben die gleiche Zusammensetzung wie der rhyolithische Teil der Yellow Rock Canyon Tuffe.

Metaluminous Rhyolitic Lavas that postdate Peralkaline Rhyolitic Volcanism

Nachdem der alkali-rhyolithische Vulkanismus in der Virgin Valley- und Badger Mountain Caldera schon einige hunderttausend Jahre erloschen war, durchschlugen kleinere Mengen metalumischer Laven die Calderenfüllung. Hierzu rechnen COBLE & MAHOOD (2016) z.B. Rhyolite vitrophyre und Wall Canyon Lavas. Ihre Zusammensetzung ähnelt den frühesten rhyolithischen Laven im High Rock Caldera Complex, dem Nut Mountain Rhyolite.

Tcrv: Rhyolite vitrophyre (GREEN:1984) bzw. Mlrs: Rhyolite Lavas of Rock Springs Canyon (COBLE & MAHOOD: 2016)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach CASTOR & HENRY (2000): 15,85+-0,11 Ma. Die Lavadome sind somit die jüngste eruptive Einheit der Virgin Valley Caldera, etwa 250 Ka jünger als Canyon Rhyolite.

Vitrophyrisch beschreibt ein Gefüge von Einsprenglingen in glasiger Matrix. GREEN (1984: 23) erwähnt fünf, COBLE & MAHOOD (2016) einen sechsten, teilweise verbundene, aneinandergereihte gewölbte Dome, die in der Mitte des Kratersees der Virgin Valley Caldera am heutigen Sagebrush Creek eindringen. COBLE & MAHOOD (2016) fügen sie in ihre neue Einheit der Rhyolite Lavas of Rock Springs Canyon (Mlrs) ein. Die Fördermenge beträgt weniger als 1 km³.

Der ziemlich poröse Stein ist hellgrau gefärbt. Kristallineinsprenglinge aus Alkalifeldspat, Plagioklas, Klinopyroxen, Hornblende, Biotit und Magnetit kommen in Spuren vor. Die Grundmasse besteht je zur Hälfte aus feinkörnigem Plagioklas und Glas.

Das Eindringen der Dome war mit heftigen phreatomagmatischen Eruptionen verbunden, die sich in den Caldera-Sedimenten als eine Folge schwallartiger- und Fallasche-Ablagerungen zeigen - den Rhyolite Lavas of Rock Springs (COBLE & MAHOOD: 2016).

Mlwc: Lavas of Wall Canyon

Wall Canyon Lavas sind die jüngsten sauren Laven, die im HRCC gefördert wurden.

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2016): 14,68+-0,29 Ma.

Die Laven brachen im Übergangsbereich von W` RFZ der Badger Mountain Caldera und Störungen, die mit der Hebung der Caldera in Verbindung stehen aus. Petrographisch handelt es sich um high-silica rhyolite lava mit blasiger Struktur und einem Alkali-Feldspat Anteil <2 Vol.-%.

Mm, Mt: Postcaldera Alkali Mafic and Intermediate Lavas (COBLE & MAHOOD: 2016)

Auf die Einstellung des alkali-rhyolithischen Vulkanismus folgen im Zeitraum von 15,5-14,2 Ma Eruptionen alkalisch mafischer bis intermediärer, trachy-andesitischer bis trachytischer Laven. In der Badger Mountain Caldera variieren sie von alkali-basaltisch bis trachytisch und stiegen entlang, bereits bestehender, Störungen in Zusammenhang mit trapdoor-uplift auf. Die Laven benützten Kanälen entlang der S` RFZ der Hanging Rock Caldera.

In der Cottonwood Creek Caldera brachen Alkali-Basalte in der Mitte des Kratersees durch.

Die drei genannten Calderen besaßen Fördergänge durch die feuchten Calderasee-Sedimente, was Explosionen zur Folge hatte, bei denen Fallaschen und bis zu 20 m mächtige, phreatomagmatische Ablagerungen von Schlacke (Scoria) und Bims produziert wurden.

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2016):

15,55±0,06 Ma für Basalt W´ Fish Creek Mt.

15,08±0,05 Ma für Trachyandesit N´ Badger Mt.

14,84±0,03 Ma für Trachybasalt SE´ Badger Mt.

14,50±0,08 Ma für basaltischen Trachyandesit W´ Soldier Meadow – Hanging Rock Caldera

14,45±0,07 Ma für Basalt über Kratersee-Sedimenten der Hanging Rock Caldera

14,21±0,04 Ma für Alkali-Basalt der Cottonwood Creek Caldera

Upper sequence

Tb: Basalt of Catnip Creek (entspricht Mesa-Basalt nach MERRIAM:1910)

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2016): 10 bis 7,5 Ma, bis 4,5 Ma im W.

Nach einer vulkanisch inaktiven Phase von etwa 5 Ma brachen bis zu 40 m mächtige, taxitische Olivin Tholeiit-Basalte aus. Große Flächen der im Vorfeld besprochenen Sedimente werden am Big Spring-, Gooch- und Rock Spring Table sowie fast dem gesamten NW Teil der Range von widerstandsfähigen Mesa-Basalten überdeckt. Am Racetrack Reservoir sind in einem Störungssteilhang 24 vertikal lagernde, taxitische Einzelströme aufgeschlossen.

Der Deckbasalt ist dunkel- bis mittelgrau gefärbt und hat ein aphanisches bis feinkörniges Gefüge. Er enthält 25-60 % Plagioklas, 7-30 % Olivin, 12-50 % Klinopyroxen, 2-12 % Magnetit und 1-10 % Porenvolumen. Trotz des stark schwankenden Mineralgehalts bleibt der Quarzanteil (48-49 %) konstant.

Am Badger Creek, im SE sowie im NE der Range soll er noch mit Sedimenten der Thousand Creek Formation verzahnt sein (GREEN 1984). Neuere $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Datierungen in der Nähe Railroad Point eingeschalteter Aschelagen ergaben für die Thousand Creek Formation ein Alter von 8,3 bis 7,0 Ma (PERKINS et.al. 1998). Aus dieser Gegend stammen auch die meisten Nachweise der hemphillischen Thousand Creek Fauna.

Der Mafic vent complex (Tv) und subaquatisch ausgetretene Palagonit Tuffe (Tpt) bilden zusammen mit einem Schildvulkan (Mule Mountain) am Bald Mountain See eine SE-NW streichende Kette, die möglicherweise Zufuhrkanäle des Catnip Creek Basalt markiert.

Pleistozän

Qb: Basalt of Railroad Point

K/Ar von McKEE & MARVIN (1977) - (nach GREEN 1984): 1,2±0,1 und 1,58±0,2 Ma.

Nachdem schon teilweise tiefere Erosionen eingesetzt hatten ergoss sich im NE-Teil der Range ein einzelner, 5 m mächtiger Olivin Tholeiit-Basaltstrom in ein Paläotal und bildet dort heute eine langgezogene Mesa neben dem Big Spring Table - den Railroad Point.

Es hat den Anschein, dass er in einem Canyon abgelagert wurde, aber fortschreitende Erosion die ursprüngliche Topographie auf den Kopf stellte und einen langgezogenen, basaltbedeckten Bergrücken hinterließ. GREEN (1984) rechnete den Basalt von Railroad Point noch der upper sequence zu. Nach chronostratigraphischen Kriterien besteht jedoch keine Beziehung zur miozänen oberen Abfolge.

Das Gestein ist dunkelgrau gefärbt, porös und enthält bis zu 5% frische Olivin-Einsprenglinge. Die Matrix setzt sich aus 45 % Plagioklas, 10 % Olivin, 15 % Klinopyroxen, 5% Magnetit und 20% Porenvolumen zusammen. GREEN (1970:31) beschreibt die auffälligen Klinopyroxene der Grundmasse als kurzblättrig und mit Magnetit gepfeffert.

Pleistozän bis Holozän (surficial deposits)**Qaf: Alluvium**

Talfüllungen, z.B. im Virgin Valley, bestehen wie Schuttfächer aus unverfestigten Schluffen, Sanden und Kiesen, wobei die Schuttfächer gröbere Materialien (größere Gerölle, Blöcke bis Felsplatten) enthalten.

Qp: Playa units

Quartäre Füllungen kleinerer abflussloser Becken mit tonigen bis schluffigen Sedimenten und geringem Evaporitanteil.

Qls: Landslide deposits

Rutschmassen treten besonders an den Hängen des Virgin Valley auf. Große Partien tuffaceous sedimentary rocks kippten und glitten aus ihrem ursprünglichen Verband am oberen Rand des Gooch- und Rock Spring-Table ab, wobei gewöhnlich auch die Deckbasalte mittransportiert wurden.

Viele der heute im Virgin Valley aufgeschlossenen Opal-Claims, vor allem die N´ des Virgin Creek gelegenen, erschließen diese Rutschmassen.

Ein spektakulärer Bergrutsch ereignete sich an der Südseite des Blowout Mt., wo eine riesige Scholle Badger Mountain Rhyolite abrutschte und nun einen eigenständigen Hügel bildet.

Anhang A2: McDermitt Caldera Complex**Abfolge (Multi-Calderen Modell) nach RYTUBA & McKEE (1984) und COBLE & MAHOOD (2012-b)****Initiale, calderabildende Tuffe im McDermitt Caldera Complex**

Angegebene K/Ar-Alter sind unter Vorbehalt zu betrachten.

Tuff of Oregon Canyon nach RYTUBA & McKEE: 1984

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2012-b): 16,55 \pm 0,02 Ma.

Calderaformender Ignimbrit der Washburne Caldera. Peralkali-Rhyolith bis Dazit.

Der Calderadurchmesser beträgt 30x25 km, die Fördermenge 240 km³.

Im Gebiet von Hawks Valley-Lone Mountain stoßen TOC und jüngerer, SiO₂-reicherer Idaho Canyon Tuff aneinander.

Tuff of Hoppin Peaks nach GREENE: 1976 (Hoppin Peaks Caldera); Südfeld

Alter (K/Ar): 16 Ma. Alkali-Rhyolith, Ignimbrit. Fördermenge: 55 km³;

Tuff of Trout Creek Mountains nach GREENE: 1976 (vermeintliche Pueblo Caldera); Nordfeld

Alter (K/Ar) nach RYTUBA & McKEE (1984): 15,8 Ma.

Alkali-Rhyolith, Fördermenge: 300 km³, Durchmesser: 20 x 40 km.

Tuff of Double H nach GREENE: 1976 (Calavera Caldera); Südfeld

Alter (K/Ar) nach RYTUBA & McKEE 1984: 15,7 Ma.

Alkali-Rhyolith, Fördermenge: 290 km³, Durchmesser: 17 km.

Tuff of Long Ridge 5 (Long Ridge Caldera); Südfeld

Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) nach COBLE & MAHOOD (2012-b): 16,14 \pm 0,08 Ma.

Alter (K/Ar) nach RYTUBA & McKEE 1984: 15,6 Ma.

Alkali-Rhyolith, Fördermenge: 400 km³, Durchmesser: 33 km.

Tuff of Long Ridge 2-3 nach GREENE: 1976 (Jordan Meadow Caldera); Südfeld

Alter (K/Ar) nach RYTUBA & McKEE 1984: 15,6 Ma.

Alkali-Rhyolith, Ignimbrit, Fördermenge: 340 km³, Durchmesser: 10-15 km.

Tuff of Whitehorse Creek (Whitehorse Caldera)

Alter (⁴⁰Ar/³⁹Ar) nach STARKEL (2014): 15,67+0,05 und RYTUBA et.al. (2013): 15,6 Ma.

Früheres (K/Ar)-Alter nach RYTUBA & McKEE (1984): 15,0 Ma.

Fördermenge: 40 km³, Durchmesser: 15 km.

Standardprofil (Ein-Caldera Modell) nach STARKEL (2014) und HENRY et.al. (2016)

Präcaldera Bildungen

Steens Basalte und intermediäre Laven verschiedener Ausbildung: Tsb, Ts, Tsi

Tsb: zahlreiche dünnlagige basaltische bis basaltisch-andesitische Laven, die aphyrisch oder grobkörnig plagioklasführend ausgebildet sein können. Plagioklas-Phenokristalle werden bis zu 6 cm lang. Olivin- und Klinopyroxen-Einsprenglinge haben einen Durchmesser von 2-3 mm. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Anorthoklas nach HENRY et.al. (2016): 16,69+0,02 Ma.

Die ältesten sauren Vulkanite (16,69+0,02 Ma) in der Umgebung sind mit Steens Basalten verzahnte trachytische präcaldera low-Si Rhyolithe (HENRY et.al. 2012).

Ts: hauptsächlich aphyrische Basaltflüsse im Hangenden der grobkörnigen Lagen.

Tsi: jüngere Steens-artige Gesteine

Geochemisch zu den Steens Basalten zählende mafische bis intermediäre, aphyrische oder leicht plagioklasführende Laven, einschließlich Islanditen (Andesit), die Oregon Canyon- und Trout Creek Mountains-Tuffe überlagern.

Tta: Anorthoklasführende Tuffe (W` Caldera)

Phenokristalle bestehen ausschließlich aus Anorthoklas, was ihn von den anderen Präcaldera-Tuffen unterscheidet, die alle Sanidin und Klinopyroxen enthalten. Es ist der älteste Mittel-Miozäne Tuff der Umgebung.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Anorthoklas nach HENRY et.al. (2016): 16,65+0,01 Ma.

Traw: schwach anorthoklashaltiger Tuff (W` Caldera)

Taro, Tarv und Tral: verschiedene Rhyolith-Laven (N` Caldera)

Tbr: Biotit-Rhyolith Laven und Dome der Moonlight Mine (W` Caldera)

Enthält in der Regel verwitterte Plagioklas-Phenokristalle, Sanidin, Biotit und untergeordnet Quarz. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter nach STARKEL (2014): 16,62+0,02 Ma.

Tto: Tuff of Oregon Canyon (RYTUBA & McKEE: 1984)

Peralkalischer ash-flow Tuff (Ignimbrit) mit Einsprenglingen von Sanidin, Quarz, Klinopyroxen und Aenigmatit (Amphibol). Gelangte von N bis NW ins Gebiet des McDermitt Caldera Complex. RYTUBA & McKEE (1984) sahen in ihm noch den initialen Ignimbrit der Washburne Caldera.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter nach HENRY et.al. (2016): 16,56+0,02 Ma und COBLE & MAHOOD (2012-b): 16,55 +0,02 Ma.

Interessant dürfte die Ursprungsfrage des Tuffs werden. Das von STARKEL (2014) ins Spiel gebrachte Virgin Valley, kommt wie bereits erwähnt aus verschiedenen Gründen nicht in betracht. HENRY et.al. (2016) favorisieren eine Quelle N` bis NW` McDermitt. Der nächste bekannte Calderen Complex wäre hier Lake Owyhee. Die Tuffe Lake Owyhees sind jedoch

bedeutend jünger und nach N, nicht nach S verbreitet. Desweiteren wäre die Entfernung von 110 km wohl zu weit für Ablagerungen eines pyroklastischen Stroms.

Tbrm: Biotit-Rhyolith Lavadome von Mendi Suri (N` Caldera)

Zwei hell gefärbte, etwa 140 m mächtige Lavadome mit einem Durchmesser von 1,5 km im NE der Caldera, die von Tsi-Basalten überlagert werden. Phenokristalle bestehen aus Sanidin, Plagioklas, Quarz, Biotit und in Spuren Hornblende.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter nach HENRY et.al. (2016): 16,49+-0,02 Ma.

Ttt: Tuff of Trout Creek Mountains (RYTUBA & McKEE: 1984)

Stark peralkali-rhyolithischer ash-flow Tuff mit Phenokristallen aus Sanidin, Quarz, Arfvedsonit (Na-Fe Silikat), Aegirin-Augit und Aenigmatit. Ttt bildet einen durchhaltenden Vorsprung am NW` Calderawall im Liegenden der McDermitt ash-flow Fazies und streicht zwei km E´ der Bretz Mine aus. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter nach HENRY et.al. (2016): 16,49+-0,03 Ma.

RYTUBA & McKEE (1984) sahen in Ttt den initialen Ignimbrit der (vermuteten) Pueblo Caldera.

Tra, Traw, Tra₂, Trau und Tram: schwach anorthoklashaltige Laven

Tra₂ : unterlagert im NE` Calderawall die McDermitt outflow Fazies.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Anorthoklas nach HENRY et.al. (2016): 16,46+-0,02 Ma.

Tram: entspricht dem Rhyolite of McConnell Canyon von GREENE (1976).

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Anorthoklas nach HENRY et.al. (2016): 16,49+-0,08 Ma.

Trau: unterlagert die Biotit-Rhyolite von Hoppin Peaks (Tbrh) und überlagert Steens-artige Gesteine (Tsi). ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Anorthoklas nach HENRY et.al. (2016): 16,40+-0,06 Ma.

Tprw, Tpre, Tprs: peralkalische Rhyolith Laven (W`, E` und S` Caldera)

Porphyrischer Peralkali-Rhyolith, der entweder einen einzelnen oder ähnliche separate Flüsse bildet. Phenokristalle bestehen aus schillerndem Sanidin, Rauchquarz, Klinopyroxen, Arfvedsonit (Amphibol), Aenigmatit (Na-Fe Kettensilikat) und Monazit.

Entspricht im W vermutlich **Calavera Canyon Rhyolite** nach STARKEL: 2014.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter nach HENRY et.al. (2016): 16,40+-0,02 Ma.

Tar: aphyrische Rhyolith Laven

Serie von Laven, die den größten Teil der S´ und SE` Calderawände ausmachen.

Tbrh_{1,3}: Biotit-Rhyolite Lavas of Hoppin Peaks

Abfolge von drei Biotit-haltigen Rhyolith-Laven. Phenokristalle bestehen aus Quarz, Sanidin, Plagioklas, Biotit und in Spuren Klinopyroxen. RYTUBA & McKEE (1984) schrieben die Tuffe der vermeintlichen Hoppin Peaks Caldera zu.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter nach STARKEL (2014): 16,36+-0,02 bis 16,40+-0,06 Ma.

Trm: Rhyolite of McDermitt Creek (GREENE: 1976)

Gruppe von low-SiO₂ rhyolite lavas, die im NE-Teil der Caldera ausstreichen. Vornehmlich porphyrisch mit Anorthoklas- und Klinopyroxen-Einsprenglingen. Gelegentlich auch Fayalit.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter nach HENRY et.al. (2016): 16,42+-0,02 Ma bis 16,39+-0,10 Ma.

McDermitt Tuff (STARKEL: 2014)

STARKEL (2014) vertritt die Auffassung, dass Long Rigde- und Double H-Tuffe ein und demselben zonierten calderaformenden ash-flow Tuff angehören, den er als McDermitt Tuff

bezeichnet. Petrographisch beschreibt er ihn als trachy-andesitischen bis rhyolitischen ash-flow Ignimbrit (siehe STARKEL 2014: Fig.4).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierungen (STARKEL 2014) ergaben Werte um 16,35 und 16,34±0,03 Ma.

Tmt: Tuff of McDermitt

Calderaformende ash-flow Tuff-Sequenz der McDermitt Caldera. Nach HENRY et.al. (2016) stark zonierter, peralkalischer, aphyrischer, SiO_2 -reicher Rhyolith bis nicht-peralkalischer, vorherrschend anorthoklas-führender, SiO_2 -reicher Trachydacit bis Islandit. Mit Einsprenglingen aus Anorthoklas, Klinopyroxen und Fayalit.

Der größte Teil des Tuffs (bis 800m) setzte sich mit starkem Fließgefüge innerhalb der Caldera ab. Die maximal 50 m mächtige outflow Fazies ist dort rheomorphisch, wo sie über steileres Relief floss.

Tmb: Megabreccien-Blöcke und Mesobreccien (Kollapsbreccien)

Blöcke aus präcalderen Gesteinen bis 30 m Durchmesser, umgeben von intracaldera McDermitt Tuff. Meist Biotit-Rhyolith der Moonlight Mine (Tbr), Peralkali-Rhyolith (Tprw) und Steens Basalt (Tsb).

Tmtu: später Intracaldera Tuff

Anorthoklasführender ash-flow Tuff mit moderatem Fließgefüge. Überlagert Kollaps-Breccien und deckt den Abschnitt überhalb der Moonlight Mine ab.

Postcaldera Bildungen

Tlm: späte Mesobreccien

Matrix gestützte Breccien (Klasten bis 80 cm), die im SW McDermitt Intracaldera-Tuffe überdecken und von keinem weiteren Tuff überlagert werden.

Tis: Intracaldera Sedimente

Meist schlecht aufgeschlossene, mehr oder weniger verfestigte tuffaceous sedimentary rocks von Tonstein bis Breccie. Hauptsächliches Speichersediment für Lithium (siehe Anhang B3).

Wieder auflebender Intracaldera-Vulkanismus in der Zeit von 16,4-16,1 Ma.

Der Intracaldera-Vulkanismus besteht größtenteils aus Islandit- (**Til, Tia**) und weniger dacitischer bis rhyolithischer Laven (**Trm**), die weitflächig innerhalb der Caldera austraten. Um Round Mt. und Black Mt. bildeten sich größere Gangsysteme (**Tiv**).

Tuff of Whitehorse Creek: initialer calderaformender Ryolith der Whitehorse Caldera (RYTUBA & McKEE 1984). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - nach STARKEL (2014): 15,67±0,05 Ma.

Die Intracaldera-Sedimente der Whitehorse Caldera, die sog. Trout Creek Formation wurde nach NASH & PERKINS (2012: Abb.6) zwischen 15,5 und 14,0 Ma abgelagert. BARROW (1983) bearbeitete die sedimentäre Calderen (Depressions)-Füllung mit ihrer Diatomeen-Flora (siehe B3). Die Beschreibung der Trout Creek Blatt- und Pollen-Flora ist unter 3.2.1 zu finden

Tbl: späte Basalt-Laven

High-alumina olivin tholeiite sind mit den höchsten Abschnitten der Intracaldera-Sedimente verzahnt oder überlagern sie. Aphyrisch bis leicht porphyrisch mit Phenokristallen aus Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter nach HENRY et.al. (2016): 14,90±0,74 Ma.

Anhang A3: Lake Owyhee Volcanic Field

Folgende calderabildende Ignimbrite sind zu erwähnen:

Tuff of Leslie Gulch (Mahogany Mountain Caldera - Rooster Comb Caldera)

Peralkaline high-silica alkali rhyolite. Der initiale Rhyolith liegt in unterschiedlicher petrographischer und petrologischer Ausbildung (ash-flow und ash-fall Fazies) vor.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nach BENSON & MAHOOD (2016): 15,84 \pm 0,05 Ma. Fördermenge: 360 km³.

Tuff of Spring Creek (Three Fingers Caldera – Rooster Comb Caldera)

Auch dieser initiale Rhyolith liegt in unterschiedlicher petrographischer und petrologischer intracaldera - und out-flow tuff-Ausbildung vor.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nach MARCY (2013): 15,64 \pm 0,08 Ma und BENSON & MAHOOD (2016): 15,75 \pm 0,05, 15,83 \pm 0,04, 15,83 \pm 0,27, 15,87 \pm 0,37 Ma.

Tuff of Dinner Creek (Castle Rock Caldera)

Dicht verschweißter Rhyolith (welded tuff). Nach STRECK et.al. (2011) anfänglich peralkalisch, später eher metalumisch mit dazitischen bis andesitischen Bimskomponenten.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nach NASH & PERKINS (2012: Fig. 6): 15,9 \pm 0,06 Ma.

Fördermenge: 200-300 km³.

Tuff of Birch Creek (Saddle Butte)

Steht vermutlich in keiner Beziehung zur Rooster Comb Caldera.

Metalumischer Rhyolith, low silica rhyolitic lava.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nach BENSON & MAHOOD (2016): ? 16,77 \pm 1,09 Ma. Sie halten das Ergebnis für zu ungenau, um damit konkrete Aussagen zu treffen.

Anhang B: Tuffaceous sedimentary rocks (Tst) und ihre Äquivalente

Die eigentliche Kartiereinheit umfasst die sedimentäre Füllung der Calderen- sowie ihrer externen Randsenken, also nicht nur tuffitische Sedimentgesteine i.e.S.(vgl. 2.3.1).

Für die Beschreibung der tuffaceous sedimentary rocks im Virgin Valley waren die Arbeiten von MERRIAM (1907 und 1910), STAATZ & BAUER (1951) sowie von TOUCHEK et.al. (1984) grundlegend.

Aus den Tst stammen alle Faunen-, Floren-, Opal- und weiteren Rohstoffvorkommen.

UNGER, FIEST & NIEMEYER (1990) untersuchten die Bildungsbedingungen der ostniederbayerischen Bentonitvorkommen. Wie dort, wurden auch im Virgin Valley die meisten eingewehten rhyolithischen Glasaschen in situ unter Wasserbedeckung zu Bentonit umgewandelt und liegen heute als graue, gelbliche oder grünliche Tone bzw. Tonsteine vor. Bentonite werden allgemein als Montmorillonit-Tone vulkanischer Herkunft oder montmorillonitisch verwitterte vulkanische Tuffe angesehen. Die quellfähigen Tone der Montmorillonit-Reihe bezeichnet man auch als Smektite.

Die Tst nehmen praktisch den gesamten stratigraphischen Bereich der middle sequence und große Teile der upper sequence nach GREEN (1984) ein. Im Westteil der Range sind sie sogar noch mit Catnip Creek Basalt (Tb) verzahnt.

MERRIAM (1910) untergliedert die Tst in die liegenden Virgin Valley- und die hangenden Thousand Creek beds (Schichten). WENDELL (1970) führt hierfür die Bezeichnungen Virgin Valley- und Thousand Creek Formation ein. GREEN (1984) verzichtet auf diese Untergliederung, da beide Formationen in seinen Geländekartierungen petrographisch kaum zu unterscheiden waren.

Anhang B1: Virgin Valley Formation

Nach NASH & PERKINS (2012: Fig. 6) umfasst die Virgin Valley Formation in etwa den Zeitraum zwischen 16,1 bis 14 Ma. Von annähernd 60 einzelnen Fallasche-Ablagerungen sind z.B. folgende überregional verbreiteten Tuffen zugeordnet und datiert (Alter: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$):

- Mascall ash: 15,77±0,04 Ma
- Beatty Butte Tuff (Virgin Valley 8–“blue sand”): 15,65±0,07 Ma
- Huntington Creek-1 fall-out tuff: 15,35±0,06 Ma (in NASH & PERKINS 2012: Fig. 6 fälschlich 15,55 – Anm.Verf. FIEST)

MERRIAM (1907 u. 1910) unterteilt seine Virgin Valley beds (entsprechen der VV- Formation) weiter in lower-, middle- and upper beds, spricht gelegentlich aber auch von divisions (Abteilungen).

Lower beds: sie fallen leicht nach W ein und lagern auf unruhiger Oberfläche des Canyon Rhyolite, von dem sie durch eine Erosionsdiskordanz getrennt sind. Sie werden als z.T. stark verhärtete, überwiegend weiße, aber auch grün, lila bis leuchtend rot gefärbte Aschen und Tuffe beschrieben. Eine Serie dunkelroter Schichten löst diese im Hangenden ab.

Die weißen, stark verhärteten Tuffe wurden vermutlich rasch abgelagert. Ähnlich ausgebildete Schichten aus sandsteinartigem Glastuff bezeichnet man in den niederbayerischen Bentonitabfolgen als “Grubenfrische“, “Plattenton“ oder “Harte Platte“. Die dunkelrot gefärbten Tone waren zumindest zeitweise oxidierenden Bedingungen (Bodenbildung?)

ausgesetzt. Ob es sich um bei Walbränden gebrannte Tone handeln könnte ist fraglich, da an keiner Stelle von erwähnenswertem Fusitgehalt dieser oder damit in Beziehung stehender Sedimente berichtet wird. Inkohlte Koniferen-Zapfen sind jedoch von anderer Stelle (Royal Peacock Mine) bekannt (s. HUBER 2006). Hier sollte auch Blitzschlag, z.B. bei Eruptionsgewittern, in Betracht gezogen werden.

In der Umgebung von Post Camp Spring und Fish Creek Mt. gibt es mächtige, aus basischer Lava entstandene Palagonittuffe, die mit hellen tuffitischen Sedimenten wechsellagern. Da Palagonite nur bei subaquatischen Eruptionen gebildet werden, müssen sie synsedimentär mit den Tuffiten entstanden sein.

Die lower beds beinhalten den liegenden Teil der Virgin Valley Fauna.

Middle beds: direkt über den markant roten Schichten folgt ein Horizont, der durch seine bräunlich-gelbe Färbung gut über weite Gebiete im Virgin Valley zu verfolgen ist. In diesem Abschnitt der Formation tritt eine zum Teil mächtige Abfolge dünn geschichteter, toniger Schiefer, diatomitischer Lagen und zahlreicher, 2,5 bis 5 cm dicker Lignithorizonte auf. Besonders häufig sind die Kohlebänder an der Südseite des Beet Creek.

Darüber folgt ein bei MERRIAM (1910) nicht näher beschriebenes, aber aus TOUCHEK et. al. (1984) ersichtliches Schichtpaket aus Bentoniten, montmorillonitreichen Tonen, vulkanischen Aschen und –Tuffen sowie tuffitischen Silt- und Sandsteinen (Bims u.a.) mit vermutlich allen möglichen Übergängen. Farblich herrschen hellere Grau- und Grüntöne vor. ZIELINSKI (1982) erwähnt u.a. das Mineral Klinoptilolith - allerdings sind größere Zeolithvorkommen wie in Sucker Creek nicht bekannt. Auch können keine größeren synsedimentäre, post-vulkanisch hydrothermale Tätigkeiten nachgewiesen werden.

In den middle beds sind häufig zusammengeschwemmte verkieselte Holzreste und bis zu meterlange verkieselte Baumstämme zu finden. Fast wie im Petrified Forest von Arizona.

Auch von Blattlagen aus Bentoniten wird berichtet, die leider beim Trocknen vollkommen zerbröckeln. Faunenreste in den middle beds beschränken sich auf Fischgräten aus meist grauen Seetonen sowie Säugetierknochen-Fragmente.

Was das Virgin Valley jedoch weltberühmt macht sind seine Opale bzw. seine opalisierten, uranhaltigen Koniferenzapfen. Farblich variieren die Opale von durchsichtig, weiß, grau, braun, dunkel-gelb bis blassgrün und schwarz. Am begehrtesten sind die Stücke aus schwarzem Feueropal, wie unsere Sitka-Fichte. Das Vorkommen der Edelopale ist auf wenige Horizonte in pflanzenresteführenden Bentonitlagen beschränkt. Gewöhnlicher, meist mit Uran angereicherter Opal ist auf Schichtflächen und in Klüften häufiger anzutreffen.

Beispiele für die Schichtabfolge um die opalisierten Lagen findet man bei TOUCHEK et.al. (1984) und STAATZ & BAUER (1951). Ihre Höhen- und Mächtigkeitsangaben waren die einzigen erhältlichen Werte dieser Art.

Aus TOUCHEK et.al.(1984) stammen die folgenden Kurzbeschreibungen einiger Opalminen (nach Aufschlussnummer und Abbaustand 1984):

- **21-Virgin Opal (Bonanza) Mine:** die Grube erstreckt sich über die Höhenlage von 5200-5600 ft und wird von fast horizontal lagernden Asche-, Tuff- und tuffitischen Sandsteinschichten (Platte, Bims, o.ä.?) unterlagert. Der opalführende Horizont ist im Schnitt 1,2m mächtig und besteht hauptsächlich aus hellem Bentonit mit hohem Kieselholzanteil, Rhyolithgeröllen und Edelopal in der oberen Hälfte.

- **22-Opal Queen Group Mine:** der opalhaltige Horizont befindet sich in einem abgerutschten Abschnitt unterhalb der Virgin Opal Mine auf 5100 ft. Er setzt sich aus grünlichen Bentoniten (1,8 m) mit Holzfragmenten und Geröllen zusammen. Montmorillonit ist z.T. stark verwittert. Auch hier bilden fast horizontal geschichtete Asche-, Tuff- und tuffitischen Sand- und Siltsteinlagen das Liegende.
- **23-Eddy Group:** die Grube liegt ebenfalls in einem abgerutschten Bereich unterhalb der Virgin Opal Mine auf 5100 ft. mit gleicher Ausbildung wie No.22.
- **24-Meyer Group:** die Schichtfolge ist von 4920 bis 5160 ft aufgeschlossen. Sie beginnt mit horizontal geschichteten, in lakustrischem Milieu abgelagerten Aschen, Tuffen, Silt- und Sandsteinen (Platte, Bims, o.ä.?) mit Gipslagen und Hölzern in unterschiedlichen Versteinerungsstadien. Der edelopalführende Tuff wird 3 m mächtig. Die einzelnen Opallagen bewegen sich natürlich nur im Zentimeterbereich. Der Übergang des Tuffs zu den überlagernden Ascheschichten ist gut ersichtlich.
- **25-Rainbow Ridge Mine:** die Grubenbasis befindet sich auf 5000 ft. Darunter folgen horizontal geschichtete Asche-, Tuff- und tuffitische Sandsteinlagen (Platte, Bims, o.ä.?). Die Edelopale finden sich in einem 1,2 m dicken Bereich um 5050 ft in vorwiegend Bentoniten mit Rhyolithgeröllen und verkieseltem Holz, das zur Basis hin häufiger anzutreffen ist. Opal füllt oft die Hohlräume zwischen den Jahresringen der Hölzer aus.
- **27-Royal Peacock Mine:** die aufgeschlossene Schichtfolge ist in dem Höhenniveau von 4900 bis 5500 ft über eine Länge von 3 km verfolgbar und wie in der Rainbow Ridge Mine aufgebaut. Einziger Unterschied ist der geringe Holzanteil. Der Opalhorizont liegt auf etwa 5220 ft.

Upper beds: sie bilden den Großteil der aufgeschlossenen Schichten und bestehen überwiegend aus weißen bis gelbbraun oder cremefarbenen Aschen und Tuffen. MERRIAM (1910) und TUCHEK et.al. (1984) erwähnen ebenfalls diverse Diatomitvorkommen. Einige Horizonte sind fast überhaupt nicht bis nur leicht, andere Lagen mit zersetzten Gläsern offensichtlich stark aufgearbeitet. Die vielen eingelagerten Kieslagen und Gerölle bis Blockgröße sind zweifellos fluviatilen Ursprungs. Im Großen und Ganzen handelt es sich aber um aeolische Bildungen. Dies wird durch die fossile Faunengemeinschaft des hangenden Teils der Virgin Valley Fauna, die ausschließlich aus Landformen besteht verdeutlicht.

Anhang B2: Thousand Creek Formation

Im Gebiet E` des Thousand Creek Ridge (N` des Canyon Rhyolite-Randbruchs) existieren ausgedehnte Ausbisse fossilführender Schichten (Thousand Creek Fauna). Die Abfolge setzt sich aus weißen oder dunkelbraun bis rot gefärbten Tuff-, Asche- und Sandschichten zusammen. Viele dieser Schichtpakete entstanden vermutlich in Verbindung mit Paläoboden-Bildungen. Zum Hangenden, wo die Thousand Creek Formation vermehrt unter fluviatilen Einfluß geriet, erscheinen vornehmlich Sand-, vereinzelt zum N-Rand des Thousand Creek Beckens auch Kieslagen mit Bimsgeröllen von einigen inch (1 inch = 2,54 cm) Durchmesser.

PROTHERO & DAVIS (2008: Fig.4) erwähnen im oberen Teil der Thousand Creek Formation am Thousand Creek Ridge und nördlich davon eingeschalteten Rattlesnake ash-flow tuff

($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 7,26 bzw. 7,05 Ma). PERKINS et.al. (1998) beziffern den gesamt-Sedimentationszeitraum von Thousand Creek mit 8,3-7,5 Ma.

Anhang B3: Trout Creek Formation (SMITH:1929)

BARROW (1983) beschreibt in seiner Dissertation die stratigraphische Abfolge und petrographische Ausbildung der Trout Creek Formation. Hierbei handelt es sich um die Ablagerungen in und um die Whitehorse Caldera, des Satelliten-Kessels im McDermitt Volcanic Field.

STARKEL 2014 und HENRY et.al. 2016 schreiben die Sedimente der McDermitt Caldera zu. Die Trout Creek Formation ist ein Äquivalent zu den tuffaceous sedimentary rocks des Virgin Valley.

Das Liegenden der Abfolge bilden 270 m nicht weiter benannter Basalte, Andesite und Breccien unterschiedlicher Genese. Darüber folgen etwa 100 m lower ash-flow tuff.

BARROW (1983) sieht den Ursprung dieser stark verschweißten und entglasten Fließaschen 25 km SE´ im McDermitt Caldera Complex. Der Obere, bis 40 m mächtiger upper ash-flow tuff setzt sich aus sechs ignimbritischen Fließlagen zusammen, die jedoch gemeinsam als Einheit abgekühlten. Die jüngste Lage ist entglast und nur schwach verschweiß.

Nach BARROW (1983) sind diese initialen Pyroklastika für die Depression verantwortlich, in der die Trout Creek Formation abgelagert wurde. Man nimmt an, dass es sich hierbei um die, über der entleerten Magmenkammer, kollabierte Whitehorse Caldera handelt.

Im Kessel bildete sich rasch ein See, in dem die tuffaceous sedimentary rocks der Trout Creek Formation zur Sedimentation kamen. BARROW (1983) unterscheidet drei formale lithologische Einheiten.

Einheit-1 (basaltic unit): dünne Basaltausflüsse und Pfropfen, die innerhalb der Caldera austraten und gemeinsam mit tuffitischen Sedimenten vorkommen können. BARROW (1983) untergliedert die Einheit weiter in drei Ablagerungsräume (sequences) mit charakteristischer Sedimentation:

- subaerisch eingewehte Sedimente mit Paläoböden
- marginal fluviatiles- bis lakustrisches Milieu
- flach lakustrisches Milieu

Einheit-2 (tuffaceous unit—etwa 60m): es handelt sich primär um eine Wechselfolge tuffitischer Sandsteine mit mehr oder weniger verwitterten vulkanischen Aschen und Tuffen. Die Dicke einzelner Schichten beträgt zwischen 0,3 und 3 cm. Die tuffitischen Sandsteine sind mittel- bis grobkörnig, meist gradiert- oder kreuzgeschichtet ausgebildet. Sie setzen sich aus überwiegend Bims und Glas sowie Feldspat, Magnetit, Biotit und Hornblende, aber auch Diatomeen zusammen. Diese präzise Beschreibung von BARROW (1983) lässt Rückschlüsse auf gleichartige Schichten im Virgin Valley zu, die in der Regel nur nach Korngrößen als (tuffitische) Silt- und Sandsteine beschrieben wurden.

In angegliederten Flussebenen und Überschwemmungsgebieten fanden sich Überreste von *Mastodon* und *Merychippus*.

Einheit-3 (diatomaceous unit-bis 50 m): feine Lagen Diatomit und Glastuff wechseln mit tuffitischen Sandsteinen (Harte Platte, Bims?), Aschen und verwitterten Tuffen. Die gefundenen Diatomeenarten deuten auf eine Ablagerung in tieferem Wasser hin. Als Diatomit werden hier nur Ablagerungen mit einem Diatomeenanteil von mehr als 75 % bezeichnet. Der

mächtigste Horizont wird 8m dick. In Trout Creek fand BARROW (1983) hauptsächlich oligohalophobe, an Süßwasser gebundene Formen, die unterschiedlichste Biotope besetzten. Nur zwei Arten zeigten leichte Salztoleranz.

Dünne Diatomit- und Glastufflagen wurden vermutlich rasch und bei hoher Diatomeen-Sedimentationsrate gebildet. Dies beweist die sehr gut erhaltene Blattflora von Trout Creek. Die Blattlagen sind einzeln zwischen den Schichtflächen angeordnet.

Im Bereich der Whitehorse Caldera sind 15 m mächtige Lahar-Ablagerungen in eine Diatomitsequenz eingeschaltet, in der man vollständig erhaltene Fischfossilien finden kann.

Wie im Virgin Valley schließen jüngere Mesabasalte (bis 50m?) den Sedimentationszyklus ab. NASH & PERKINS (2012: Fig. 6) parallelisieren einen basisnahen air-fall Tuff mit Huntington Creek-1 Tuff ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -15,55 Ma), den sie ebenfalls in der Virgin Valley Formation nachweisen können. Fünf weitere, darüber folgende air-fall Tufflagen korrelieren sie mit Horizonten, die auch im oberen Teil der Virgin Valley Formation auftreten, Die Trout Creek Formation wurde zwischen 15,6 und 14 Ma abgelagert.

Anhang B4: Sucker Creek Formation (auch Succor Creek Formation genannt)

Die Sucker Creek Formation (SCF) ist ebenfalls ein Äquivalent der tuffaceous sedimentary rocks des Virgin Valley. Im Gegensatz zur Virgin Valley- und Trout Creek Formation handelt es sich jedoch nicht um Intracaldera-Ablagerungen.

Aufschlüsse befinden sich in der Jordan Valley-Owyhee River Region NE` des McDermitt- und E` des Lake Owyhee Volcanic Field, an der Grenze Oregon-Idaho. Das Gebiet ist tektonisch stark beansprucht.

Nach NASH & PERKINS (2012: Abb.6) vollzog sich die Ablagerung der Sedimente vor rund 15,7 bis 14 Ma, während in der Nachbarschaft zeitgleich Steens- und Columbia River Flutbasalte gefördert wurden (vgl. LAWRENCE 1988-a: Fig. 2).

NASH & PERKINS (2012) konnten bestimmte Profilabschnitte mit überregional verbreiteten, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -datierten Tuffen korrelieren. Dieses wären z.B.:

- Mascall ash: 15,77+-0,04 Ma
- Bully Creek Tuff: 15,66+-0,07 Ma
- Obliterator fall-out tuff: 14,93+-0,08 Ma

Die SCF wird von etwa 600 m Rhyolithen und Owyhee Basalten überlagert (vgl. BALDWIN 1981: Fig. 8.9).

ALTANER & GRIM (1990) und LAWRENCE (1988-b) schätzen die Gesamtmächtigkeit der Sucker Creek Formation auf rd. 500 m. Leslie Gulch Fließaschen der Mahogany Mountain Caldera sind ein bekannter Bestandteil im mittleren Abschnitt der Formation.

LAWRENCE (1988-b) beschreibt die idealisierte Profilerie im Hangenden basaltischer- und saurer Vulkangesteine, von denen entlang des Sucker Creek letztendlich etwa 200 m aufgeschlossen sind.

Die Formation beginnt mit 198 m bentonitischen Tonsteinen (Bentonit), die einen Siltsteinhorizont aus weißer Asche (Harte Platte?) sowie einen gelblichen bis orangefarbenen, sandigen Siltsteinhorizont (Bims?) enthalten.

Darüber liegen 31 m dünnlagige Diatomite (teilweise als "porcellanite" ausgebildet) wechselagernd mit bentonitischen Tonsteinen. Es folgen 297 m olivgrau gefärbte bentonitische Tonsteine, die von etlichen Lagen weißer Asche durchzogen sind. Zum Hangenden verzahnen

sich die Bentonite in der Nähe eines ehemaligen Strombettes mit über 30 m mächtigen, kaum sortierten Konglomeraten und Kiesen. Diese sind ebenfalls Bestandteil der miozänen Abfolge. LAWRENCE (1988-a) schließt aus Kartierungen des USGS, dass Spring Creek Tuff in Folge größerer tektonischer Bewegungen im Gelände topographisch unterhalb der Sucker Creek Formation erscheint, aber stratigraphisch jünger einzustufen ist. Dies trifft mit Sicherheit nicht zu, jedoch steht die vermutete Beziehung zwischen Spring Creek Tuffen und hangenden Sedimenten der Sucker Creek Formation in Einklang mit MARCY (2013).

Die geographische Nachbarschaft, die petrographische Ausbildung sowie die Datierung der Sedimente legen nahe, dass auch Pyroklastika der Three Fingers Caldera (Spring Creek Tuff), ähnlich dem Leslie Gulch Tuff Bestandteil der Sucker Creek Formation sein können.

Wie diese kurze, komprimierte Zusammenfassung zeigt, besteht die Sucker Creek Formation aus einer Vielzahl von Ablagerungen vulkanischer und sedimentärer Fazies. Kein Abschnitt kann als typisch bezeichnet, kein Horizont als leitend angesehen werden.

Die geborgenen Blattflore könnten der Beschreibung nach aus den erwähnten weißen Siltsteinen stammen. Aus "popcornartig" verwitternden Bentoniten sind spärliche Säugerreste (Oreodonten und *Merychyppus*) bekannt. Kieselhölzer kommen in den größeren Flusssedimenten häufiger vor.

Wie UNGER, FIEST & NIEMEYER (1990) führen auch LAWRENCE (1988-a) und ALTANER & GRIM (1990) die Bentonitgenese auf die in situ Verwitterung rhyolithischer bis dacitischer Glasaschen in Tümpeln und Seen zurück. Ähnliche Bildungsbedingungen treffen auch auf die, in der Sucker Creek Formation gleichzeitig entstandenen, teils wirtschaftlich abbauwürdigen Zeolithvorkommen zu - mit dem Unterschied, dass Bentonite primär in einem chemisch relativ geschlossenem System in mehr limnischem-, Zeolithe dagegen eher in salinarem Milieu eines hydrologisch offenen Systems entstehen. Zeolithe liegen hier in Form von K- oder Ca-Klinoptilolith vor.

Lakustrische Sedimente stellen den Hauptanteil der Sucker Creek Formation. Die Lagerungsverhältnisse wechseln zwischen reinen Bentonithorizonten, Wechselfolgen von Bentonit, Glasasche und Zeolith sowie Bentonit mit Lagen aus Opal-CT und/oder Diatomeen.

Opal-CT ist anorganischem Ursprungs und bildet sich aus Silikat, das beim Verwitterungsprozess von Glasasche zu Bentonit freigesetzt wird.

ALTANER & GRIM (1990) betrachten die unterschiedlichen Silikatgenesen und ihre Aussagekraft näher.

Die Physiographie des Ablagerungsraums der Sucker Creek Formation ist gut für ein geschlossenes hydrologisches System geeignet. Dies zeigen auch die reichen Bentonitvorkommen. Ein Playa Umfeld ist auszuschließen. Die Sucker Creek Formation wurde erstens in einem feucht gemäßigten Flachland-, nicht in einem ariden oder semiariden Klima abgelagert. Zweitens sind keine, vorwiegend in Evaporiten gebildeten Karbonatminerale wie Trona oder Gaylussit zu beobachten und ferner deuten Klinoptilolithe auf ein offenes hydrologisches System während ihrer Bildung hin. Anfangs verwitterten Ca-Klinoptilolithreiche Tuffe zu K-Klinoptilolith, der später einer 75° - 150°C heißen hydrothermalen Alteration ausgesetzt war. Dieses könnte im Zusammenhang mit Basaltintrusionen stehen, die gegen Ende der Sucker Creek Sedimentation in die Formation eindringen. Dabei fand wiederum ein Ionenaustausch (Ca^{++} für K^+ und Na^+) statt. Ca-Klinoptilolith ist in kühlen hydrologisch offenen Systemen untypisch und gut mit hydrothermalen Aktivitäten vereinbar.

Anhang B5: Alterseingrenzung der tuffaceous sedimentary rocks (Tst)

Ihr Ablagerungsbeginn in der Virgin Valley Caldera ist anhand des liegenden Canyon Rhyolite gut datiert: 16,15±0,07, 16,11±0,03, 16,13±0,03 Ma.

Eine basisnahe pumice-, dh. Bims-Lage wird in TEDFORD et.al. (2004) mit $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 15,84±0,03 Ma angegeben. Die äquivalenten Tuff-Lahar-Folgen im High Rock Canyon ergaben ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 15,96±0,1 bzw. 15,62±0,06 Ma.

In der Sucker Creek- und Trout Creek Formation setzte die Sedimentation etwas später ein. Einen basisnahen Tuffhorizont in Sucker Creek konnten NASH & PERKINS (2012: Fig. 6) mit Mascall ash ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 15,77±0,04 Ma) und einen basisnahen Tuffhorizont in Trout Creek mit Huntington Creek-1 Tuff ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 15,35±0,06 Ma) korrelieren.

Die Überlieferung von tuffaceous sedimentary rocks in der Virgin Valley-, Trout Creek- und Sucker Creek Formation endete vor rd. 14 Ma, einem Zeitpunkt, in dem auch erste Dehnungsaktivitäten in Zusammenhang mit der Basin & Range Ausbildung in NW Nevada erfolgten.

Aschelagen in den oberen Partien der Thousand Creek Formation, die PROTHERO & DAVIS (2008) mit dem Rattlesnake Ash Flow Tuff ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 7,26 und 7,05 Ma) in Verbindung bringen, markieren die jüngsten nachgewiesenen Ablagerungen von tuffaceous sedimentary rocks im Arbeitsgebiet. PERKINS et.al. (1998) geben den Gesamtsedimentationszeitraum der Thousand Creek Formation mit 8,3-7,0 Ma an.

Die chronostratigraphischen- und faunistischen Daten, die petrographische Ausbildung sowie die Lagerungsverhältnisse legen eine mehr als 5 Ma umfassende Diskordanz zwischen Virgin Valley-, Trout Creek- und Sucker Creek Formation einerseits und Thousand Creek Formation andererseits nahe. Dies entspricht etwas mehr als dem gesamten Clarendonian am Übergang von Mittel- zu Obermiozän, in das außerhalb des Arbeitsgebiets z.B. die Upper Cedarville Pit River Flora und die Aldrich Station Flora fallen.

Nachtrag zu FIEST & GREGOR (2017)

BENSON et.al. (2017) weiteten ihr ursprüngliches Untersuchungsgebiet (Lake Owyhee Volcanic Field) auf die Umgebung der Whitehorse Caldera im NW` McDermitt Volcanic Field (McDermitt Caldera Complex) aus, in dem trotz der letzten Bearbeitungen von STARKEL (2014) und HENRY et.al. (2016) noch einige Fragen offen blieben wie z.B. die Stellung von Tuff of Trout Creek Mountains (Ttt) und Tuff of Oregon Canyon (Tto).

Es wurden neue Geländekartierungen und 47 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdatierungen (BENSON et.al. 2017: Table 1) von Ignimbriten sowie prä- und postcalderer Laven durchgeführt. Hinzu kamen eine Reihe geochemischer Analysen (TiO_2 , Rb, Zr, Nb, Ba und La) (BENSON et.al. 2017: Fig.7 und 8).

Als Ergebnis konnten sie im Gebiet der Whitehorse Caldera zwei neue Kessel nachweisen - Fish Creek Caldera und Pole Canyon Caldera und ihnen Oregon Canyon Tuff bzw. Trout Creek Mountains Tuff als initialen Ignimbrit zuordnen.

Trout Creek Mountains Tuff setzt sich aus einem Member A (peralkaline high-silica rhyolite), auf den nach einem kurzen Hiatus Member B (low-silica alkali rhyolite) folgt zusammen.

Bei Oregon Canyon Tuff handelt es sich nach STARKEL (2014) um einen trachyandesitischen bis rhyolitischen ash-flow Ignimbrit. BENSON et.al. (2017) sprechen ihn als peralkaline alkali rhyolite an. Beide Tuffe haben ihren Ursprung in der selben Magmenkammer.

Die etwa 50 Ka jüngere, 20x26 km große Pole Canyon Caldera (16,42 Ma) überlagert den gesamten W-Teil der älteren, 20x24 km umfassenden Fish Creek Caldera (16,47 Ma). Die jüngste Caldera im Gebiet ist die kleinere, bereits seit RYTUBA et.al. (1981) und RYTUBA & McKEE (1984) bekannte Whitehorse Caldera (15,56 Ma, 13x12 km), die direkt im Zentrum der Pole Canyon Caldera ausbrach. Ihr initialer Ignimbrit ist der metalumische Whitehorse Creek Tuff.

McDermitt Tuff, nach STARKEL (2014) initialer Ignimbrit der weiter SE` gelegenen McDermitt Caldera (16,33 Ma), benennen BENSON et.al. (2017) aus geographischen und logistischen Gründen wieder in Tuff of Long Ridge um. Dieser beinhaltet auch Double H Tuff.

Long Ridge Tuffe setzen sich aus mehreren Fließeinheiten high-silica alkali rhyolite bis trachyte zusammen, wobei die Haupteinheit von Long Ridge Tuff Member 5 gebildet wird und die Einheiten (Member 2 und 3 sowie Double H Tuff) nur untergeordnet auftreten. Zwischen den einzelnen Eruptionen der vielfältigen Fließ- bzw. Abkühlungs-Einheiten dürften nur einige Zehner-Jahre vergangen sein. Es sind keinerlei Verwitterungsanzeichen zwischen den Lagen erkennbar (BENSON et.al. 2017).

Da die Tuffe über eine durch zwei vorausgegangene Ignimbrite gepflasterte Landschaft fließen konnten und aufgrund ihres enormen Volumens (1000 km^3) sind sie weit verbreitet. Nach COBLE & MAHOOD (2016) sollen noch im Idaho Canyon (Virgin Valley Caldera zwischen Big Mt. und McGee Mt.) 5m mächtiger, nicht verschweißter Long Ridge Tuff (16,33 Ma) zwischen Idaho Canyon Tuff (16,38 Ma) und Big Mountain Tuff (16,23 Ma) lagern. Dicht verschweißter Long Ridge Tuff findet sich sogar noch am S-Ende der Pine Forest Range.

Die Trout Creek Formation wurde nicht nur im Kessel der Whitehorse Caldera sondern bereits teilweise im Becken der älteren Pole Canyon Caldera abgelagert

Das ältere marginal fluviatile bis lakustrische Intervall mit Paläoböden und Alluvionen sowie kreuzgeschichteten fluviatilen Sedimenten (BARROW 1983: Einheit 1-2) tritt nur W' des Flagstaff Butte rhyolite lava dome, also im Bereich der Pole Caldera, auf.

Das jüngere diatomitische Intervall (BARROW 1983: Einheit 3) wurde in einem zusammengesetzten Becken aus Pole Canyon- und Whitehorse Caldera gebildet.

NASH & PERKINS (2012) korrelierten sieben in der Diatomitabfolge überlieferte Aschelagen mit regionalen Fallaschen wie z.B. Huntington Creek-1 Tuff (15,55 Ma) und erhielten eine Reichweite von 15,55 - 14,3 Ma, was gut mit dem Bildungsalter der Whitehorse Caldera (15,6 Ma) übereinstimmt.

Zusammenfassend ergibt sich für die einzelnen Calderen und initialen Ignimbrite des McDermitt Volcanic Field folgende stratigraphische Abfolge:

- **Fish Creek Caldera:** Oregon Canyon Tuff (16,47 Ma, 510 km³)
- **Pole Canyon Caldera:** Tuff of Trout Creek Mountain (16,42 Ma, 650 km³)
- **McDermitt Caldera:** Tuff of Long Ridge (16,33 Ma, 1000 km³)
- **Whitehorse Caldera:** Tuff of Whitehorse Creek (15,56 Ma, 110 km³)

Literaturverzeichnis

BENSON, T.R., MAHOOD, G.A. & GROVE, M. (2017): Geology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of the middle Miocene McDermitt volcanic field. Oregon and Nevada: Silicic volcanism associated with propagating flood basalt dikes at initiation of the Yellowstone hotspot.- Geological Society of America Bulletin, June 2017.

RYTUBA, J.J., MINOR, S.A. & McKEE, E.E. (1981): Geology of the Whitehorse Caldera and Caldera-Fill Deposits, Malheur County, Oregon.– U.S. Geological Survey, Open-File Report 81-1092, 19 p.

Documenta naturae	199	S. 97-135	8 Abb.	5 Taf.	München	2017
-------------------	-----	-----------	--------	--------	---------	------

Eine miozäne Sitka-Fichte – *Picea opallios* nov. spec. aus der Lee Mine des Virgin Valley (Sheldon National Wildlife Refuges, Nevada, USA)

H.-J. GREGOR, W. FIEST & G. SEIDL

Zusammenfassung:

Aus den Opalschichten des Virgin-Valley (Nevada, USA) wird eine neue Art einer Fichte mitgeteilt, die mit der rezenten Sitka-Fichte (*Picea sitkaensis*) verwandt ist. Geographisch hat sich das Areal der rezenten Form eingengt, da die fossile *Picea opallios* eine größere Amplitude bei ökologischen Verhältnissen aufwies.

Schlüsselwörter: Opal, Holz, Miozän, Vulkanite, Nordamerika, Sheldon Nat. Wildlife Ref., Virgin Valley, Lee Mine

Summary: From opal bearing layers of the Virgin Valley (Nevada, USA) a new species of the genus *Picea* is described, which is comparable and related to the recent *Picea sitkaensis*. Geographically the area of the extant species has been restricted. The fossil *Picea opallios* has a larger amplitude in ecological conditions.

Key words: Opal, wood, miocene, vulkanites, Northern America, Sheldon Nat. Wildlife Ref., Virgin Valley, Lee mine

Anschriften der Autoren

Dr. Hans-Joachim Gregor, Palaeo-Bavarian-Geological-Survey, Daxerstr. 21, D-82140 Olching, e-mail: H.-J.Gregor@t-online.de

Dipl.-Geol. Wolfgang Fiest, Alpenplatz 3, 81541 München, wolfgang.fiest@t-online.de

Gudrun Seidl, Sandstr. 19, 21502 Geesthacht, e-mail: gudrun.seidl@t-online.de

Die Autoren/Innen sind Mitglieder der Paläobotanisch-Biostratigraphischen Arbeitsgruppe im Heimatmuseum Günzburg und im Naturmuseum Augsburg.

Inhalt	Seite
1 Einleitung	98
1.1 Einführung	98
2 Überblick zum Virgin Valley	100
2.1 Geologie	100
2.2 Mineralisation	101
3 Faunen und Floren in Nevada	101
3.1 Faunen	101
3.2 Floren	102
3.2.1 Virgin Valley Flora	102
3.2.2 Middlegate Flora	103
3.2.3 Aldrich Station Flora	103
3.2.4 Upper Cedarville Pit River Flora	104
3.2.5 Weitere Floren im Überblick	105
3.2.6 Lund Petrified Forest	106
4 Die fossile Fichte	106
4.1 <i>Picea opallios</i> nov. spec.	106
4.2 Fossile Vergleichstaxa	107
4.3 Systematik und Synonyme	108
5 Rezentvergleiche	109
5.1 Allgemeines	109
5.2 Geografische Verbreitung	109
5.3 Klima und Ökologie	110
5.4 Biotop und Biom	110
5.5 Ökofazielle Zusammenfassung	111
Abbildungen	112
Literatur	120
Anhang	123
Tafelerklärungen	126

1 Einleitung

1.1 Einführung

Das Virgin Valley Abb. 1, 2), ein wirklich traumhafter Ort. Ein Tal mitten in der Wüste, mit so viel Wasser, dass man dort sogar baden kann. Obwohl es ein Naturschutzgebiet ist werden hier kleinere Bergwerke im Tagebau betrieben. Gesucht wird nach Edelopal, der in Verbindung mit 15,5 Ma altem Holz auftritt. Viele der Holzreste sind überhaupt nicht oder nur teilweise verkieselt und besitzen noch einen beträchtlichen Kohlenstoffanteil. Sie können mehr oder weniger Opal führen, sind jedoch leider meist Opal frei. Aber auch diese Belege sind einfach phantastische Stücke. Oft mit Astlöchern, Astansätzen oder kleine Stämmchen mit erhaltener Baumrinde. Es gibt auch Bereiche, in denen die Hölzer limonitisiert sind und wie verrostet aussehen. Jahresringe können so fein sein, dass man eine Lupe benötigt, um sie zu erkennen, aber auch 6mm breit. Eines meiner Lieblingsfunde ist ein faustgroßes, von Wurmlöchern durchsetztes Bruchstück.

Leider sind die Hölzer häufig instabil und zerfallen beim Versuch sie zu bergen. Ganze Stämme haben sich schon vor meinen Augen zu Holzstaub verwandelt. Und dass, obwohl es oft Stunden gedauert hat diese Stücke heil aus der Bank herauszuarbeiten.

Ich komme schon seit fast 20 Jahren ins Virgin Valley, aber es hat lange gedauert, so etwas Seltenes wie einen opalisierten Fichtenzapfen zu finden, bis ich beim Absuchen alter

Abraumhalden ein ca. 4,5 cm langes Exemplar vor mir liegen sah. Es war in Rainbow Ridge einer Mine zwischen Virgin- und Sagebrush Creek. Hier liegt die opalführende Schicht sehr tief und fällt im weiteren Verlauf schräg nach unten ein. Auch armdicke, bis 30 cm lange opalisierte Ast- und Stammreste kommen hier häufiger vor. Fast weißer, gelegentlich auch farbiger Opal füllen die Hohlräume, die das verfaulende Holz hinterlassen hat aus. Ganz selten ist ein Abdruck der inneren Baumrinde als Netzstruktur auf dem Opal erhalten. Im Rock Shop dieser Mine kann man sogar ein paar opalisierte Kamelzähne bewundern.

Zwei Jahre später habe ich in der anstehenden Bank von Royal Peacock, das östlich des Virgin Creek liegt, erneut Fragmente eines Zapfens gefunden, genauer gesagt die Mittelachse mit weitauseinanderstehenden Schuppen.

Dann lernte ich Lee kennen. Sein Claim liegt am Osthang des Gooch Table unterhalb der Bonanza Mine fast auf Straßenniveau. Lee hat mit seinem Abbau schon die Geländeoberkante erreicht, daher kann über die hangende Schichtfolge nur spekuliert werden. Aber die Lage, die er abbaut liegt wohl unterhalb der eigentlichen Edelopalschichten wie sie z.B. in der Bonanza Mine vorliegen.

Die Hölzer aus seiner Bank sind stärker versteinert als anderswo und haben zum Teil einen interessanten, bläulich-lila Farbton. Opal gibt es wenig und wenn, dann ohne Farbspiel. Aber es kommen hier verhältnismäßig viele Koniferenzapfen vor, von denen ich einige nach aufwendigem präparieren durchsägen konnte. Die Samen im Inneren sind durch Opal ersetzt. Bei einem Conus bestanden die Außenschuppen aus hauchdünnen Opalblättchen. Etwas vergleichbares habe ich nicht wieder gesehen. Leider hat Lee seine Mine inzwischen aus Gesundheitsgründen aufgeben müssen, aber eventuell wird sein Bruder die Arbeit weiterführen.

Unterhalb von Lee`s Claim befinden sich diverse kleine privat Minen, in denen ich keinen Zugang habe. Ich weiß nur, dass hier wunderschöne Edelopale geborgen werden.

Fährt man weiter nach Westen führt der Weg hoch zur Bonanza Mine. Hier habe ich schon Äste von 50 cm Länge und 8 cm Durchmesser gesehen, die von Opal durchzogen oder ummantelt waren. Im allgemeinen überwiegt bei den Hölzern die Holzsubstanz gegenüber dem verkieselten Anteil.

Alle Opallagen am Osthang des Gooch Table liegen auf unterschiedlichem Höhenniveau. Das kann damit zusammenhängen, dass das gesamte Gebiet aus Hangrutschmassen besteht oder es nicht nur einen Opalhorizont gibt, was ich denke.

Steht man vor den Aufschlusswänden, sieht man viele, verschieden ausgebildete Sedimente. Die Mächtigkeit der einzelnen Asche- bzw. Bentonit-Horizonte schwankt von wenigen Zentimetern bis zu einem Meter.

Die Edelopal-Lagen sind meist durch den sogenannten „fingerclay“ gekennzeichnet. Hierbei handelt es sich um fingerförmige Strukturen, die beim Austrocknen des Bentonits entstehen. Diese Tone sind der einzige Bereich, in dem auch die weichen, nicht verkieselten, oft instabilen Hölzer vorkommen.

In den Wänden kann man manchmal Verfärbungen erkennen, die der Form nach an Holzstämmen erinnern. Nicht nur ihre Farbe, sondern auch die eher krümelig weiche Struktur ist anders als die des umgebenden Materials. Holzfasern konnte ich darin nicht finden.

Wandert man allerdings den Beet Creek am nördlichen Abhang des Gooch Table entlang, trifft man auf viele helle, fast weiße versteinerte Baumstämme, die überall aus dem Hang

herausragen. Hier sind keine unterschiedlichen Lagen zu erkennen, was daran liegen kann, dass dieser Horizont selbst sehr mächtig ist, möglicherweise auch daran, dass es keine frischen Aufschlüsse gibt und die Schichtgrenzen einfach verwaschen sind.

Die opalführenden Bereiche bilden also nur schmale Streifen in den Bergen. Diese müssen gefunden und freigelegt werden. An einigen Stellen war es nötig bis zu 12 m Abraum zu beseitigen. Eine Bank für den Abbau vorzubereiten ist nicht ohne entsprechenden Baumaschinen-Einsatz möglich.

Oft steht man dann tagelang an der freigelegten Fundschicht und schlägt mit einer Spitzhacke in den harten, aber doch zurückfedernden Tonstein, der sich, wenn er feucht wird in eine klumpende schmierige Masse verwandelt und findet einfach nichts.

Die Glücksspieler Mentalität bzw. das "Goldfieber Syndrom" lässt einen in der Hoffnung auf den "Großen Fund" trotzdem weiterarbeiten, Ich war schon bei wirklich spektakulären Funden dabei, auch habe ich selber schon kleine aber feine Stücke gefunden, wie den Fichtenzapfen von *Picea opallios*. Es ist halt ein Glücksspiel.

Nach einiger Zeit bekommt man ein Gefühl dafür, ob es sinnvoll ist vorsichtig zu arbeiten und die freigelegte Fläche abzusuchen oder ob man einfach erst einmal kräftig von der Wand abbrechen kann. Ich kann nicht genau sagen, ob es an der Farbe oder der Zusammensetzung der Sedimente liegt.

Jede Mine hat so ihr charakteristisches Bild, je nachdem, ob die recht unterschiedlich gefärbten tonigen Bentonite oder die hellen bis fast weißen Aschelagen dominieren. Eingeschaltete Kohlebänder, Diatomite oder Paläoböden bilden regional gut abgesetzte Leithorizonte.

In den Nebentälern sind wieder ganz andere Gesteinsschichten zu sehen, vielleicht einfach alte Gebirgsreste die aus den Ascheschichten herausragen.

Hier im Virgin Valley können sicher noch viele neue Dinge entdeckt werden, wie z.B. den Meteoritenkrater auf Gooch Table oder bei einer Wanderung auf Eselspfaden durch Thousand Creek Gorge.

Der weite Weg hierher lohnt sich nicht nur für Sammler, sondern für alle Naturfreunde.

2 Überblick zum Virgin Valley

2.1 Geologie

FIEST & GREGOR (2017: dieser Band) beschreiben die vielschichtige Geologie im Gebiet um das Virgin Valley und der Charles Sheldon Antelope Range ausführlich, sodass hier nur die wichtigsten Aspekte noch einmal kurz zusammengefasst werden sollen.

Die Virgin Valley Caldera ist der älteste Kessel des High Rock Caldera Complex und somit auch das älteste, bis dato bekannte Glied des Yellowstone Hotspot Track im NW der USA (vgl. FIEST & GREGOR 2017: Abb.4).

Sie entstand vor 16,38 Ma beim explosionsartigen Ausbruch des alkali-rhyolithischen Idaho Canyon Tuff, der einen gewaltigen pyroklastischen Strom erzeugte. Man nimmt an, dass alleine bei dieser Eruption 52 km³ Pyroklastika ausgestoßen wurden.

Der heutige Calderawall wird von Canyon Rhyolite gebildet, den man früher für den initialen Ignimbrit der Caldera hielt. Es handelt sich hierbei aber um rhyolithisches Magma, das entlang einer ringförmigen Störungszone vor 16,15 bis 16,11 Ma herausquoll, die auf den Einsturz der Caldera über der entleerten Magmenkammer zurückzuführen ist.

Schon vor den Canyon Rhyolite-Eruptionen bildete sich in der 24x34 km großen Caldera eine Landschaft mit Bächen und Flüssen, Tümpeln, Seen und Wäldern und einer reichen Fauna und Flora aus. Mit der Zeit füllte sich der Kessel mit Sedimenten wie geringmächtigen Braunkohlen, Diatomit, Seetonen und eingewehten Flugaschen aus anderen vulkanischen Zentren, die in situ zu Bentonit umgewandelt wurden oder auch fluviatilen Sedimenten. Diese Ablagerungen bezeichnet man auch als tuffaceous sedimentary rocks bzw. Virgin Valley Formation. Man kann sie bis zu der Zeit vor 14 Ma nachweisen. Im frühen Obermiozän wurden die Sedimente zum Großteil von Mesa-Basalten versiegelt, die sie stratigraphisch von der petrographisch ähnlich ausgebildeten, aber jüngeren Thousand Creek Formation (9-7 Ma) trennen.

Die berühmten Opale des Virgin Valley entstanden während hydrothermalen Tätigkeiten vor etwa 5 Ma. Dabei wurden in den Bentonithorizonten Kieselsäuregel gemeinsam mit Uran ausgefällt und in Spalten, Klüften aber auch in Pflanzenmaterial wie z.B. Koniferenzapfen oder Stamm- und Ast-Resten angereichert. Neben seiner Opalvorkommen steht die Caldera als potentielle Uranlagerstätte unter Beobachtung.

Seit dem Pleistozän hat sich das Virgin Valley erosiv in die sedimentäre Calderafüllung eingegraben. Dabei kippten auch große Partien von tuffaceous sedimentary rocks aus ihrem ursprünglichen Verband am oberen Rand des Gooch- und Rock Spring-Table und glitten talwärts ab, wobei gewöhnlich auch die Mesa-Basalte mittransportiert wurden (vgl. FIEST & GREGOR 2017: Abb.6). Dies kann ein stärkeres Einfallen der ursprünglich horizontal lagernden Schichten vortäuschen. Viele der Opalfunde stammen aus solchen Rutschmassen.

Aus dem Virgin Valley wurden schon öfters fossile Funde beschrieben, so von HUBER 2009, CRABTREE 1983, HELYMUN 1978

2.2 Mineralisation

Wir haben im Virgin Valley den klassischen Fall einer vulkanisch bedingten Infiltration von Kieselsäure, hier oftmals Opal, in pflanzliche Reste, meist Hölzer. Die Holzstruktur wird minutiös von Kieselsäure übernommen, wobei Chalcedon, Achat, Opal oder einfache Kieselsäure (z.B. bei Molasse-Hölzern) eindringt und die Zellwände ersetzt. In neuere Zeit wurden neue Daten über vulkanische Gegebenheiten bei fossilen Hölzern untersucht und so kann hier auf eine Reihe interessanter und ausführlicher Literaturzitate verwiesen werden. Einen Überblick findet man in GREGOR, VELITZELOS & HOLLEIS 2005, ergänzt durch GREGOR & HOLLEIS 2017 über die problematische Fundstelle Rauscheröd. Des weiteren sind zu nennen: HUBER & PAVLICEK 2008, BALLHAUS et al. 2012, ERDEL et al. 2009, HELLAWELL et al. 2015, LAMPROPOULOS 2007, MATYSOVA 2016, SAMINPANYA & LI SUTHERLAND 2013, STORZ 1928.

3 Faunen und Floren in Nevada

3.1 Faunen

Aus den tuffaceous sedimentary rocks im Virgin Valley- und dem benachbarten Thousand Creek-Gebiet wurden schon früh beträchtliches Fossilmaterial geborgen (vgl. z.B. MERRIAM: 1907, 1910 und 1911 und KELLOG: 1910). Auch PAPP & THENIUS (1959) erwähnen beide Faunen.

Nach heutigem Stand werden die Virgin Valley Fauna in spätes Hemingfordian (He2) bis frühes Barstovian (Ba1), die Thousand Creek Fauna in frühes Hemphillian (He1/He2) eingestuft. Daneben sind weitere Faunen, u.a. aus Massacre Lake (Hemingfordian He2), High Rock Canyon (Barstovian Ba1), Sucker Creek (Barstovian Ba1) und Eastgate (Barstovian Ba1) bekannt (vgl. FIEST & GREGOR 2017: 26-29 u. Tab.1-6).

Die Faunen-Zusammensetzungen lassen auf Gemeinschaften in der Nähe eines See- bzw. Flussufers schließen. Das Barstovian wird in Abb. 3 im Zusammenhang mit anderen Gegebenheiten dargestellt.

Aus der Virgin Valley Fauna sind folgende Familien bekannt:

Canidae (Hunde), Procyonidae (Kleinbären), Aeluroidae (ausgest. katzenartige; nahe Hyänen), Felidae (Katzen), Tayassuidae (Nabelschweine), Oreodontidae (ausg. Paarhufer-Gruppe), Camelidae (Kamele), Dromomerycidae (Paarhufer-Gruppe), Moschidae (Moschushirsch), Proboscidea (Elefanten), Rhinocerotidae (Nashörner), Chalicotheriidae (Krallentier), Equidae (Pferde), Leporidae (Hasen), Mylagaulidae (horntragende ausgest. Nager-Gruppe). Aplodontidae (Stummelschwanzhörnchen) und Castoridae (Biber) sowie Reptilia.

Ferner werden von den anderen erwähnten Fundstellen zusätzlich beschrieben:

Soricidae (Spitzmäuse), Talpidae (Maulwürfe), Chiroptera (Fledermäuse), Ursidae (Bären), Amphicyonidae (ausgest. hundartige Raubtiere), Mustelidae (Marder), Merycoidodontidae (=Oreodontidae-ausg. Paarhufer-Gruppe), Palaeomerycidae (Paarhufer-Gruppe), Antilocapridae (Gabelböcke), Sciuridae (Hörnchen), Eomyidae (Flughörnchen), Geomyidae (Taschenratten), Heteromyidae (Taschenmäuse), Cricetidae (Hamster) und Muridae (Langschwanzmäuse) sowie Amphibia und Pisces.

3.2 Floren

Als Einführungen zu den opalisierten bzw. allgemein silifizierten Pflanzen sowie auf fossile Wälder sei auf DERNBACH & TIDWELL 2002, DERNBACH 1996, GREGOR et al. 2005, ERDEI et al. 2009 u.a. verwiesen.

Eine Florenfundpunkt-Zusammenstellung findet man auf Abb. 4.

3.2.1 Virgin Valley Flora

Die Flora aus dem Virgin Valley wurde bereits im vorangehenden Artikel von FIEST & GREGOR (2017, Kap. 3.2.1) vorgestellt. Es kann hier aber kurz ein Überblick gegeben werden, da ein Bericht auf der Internetseite (www.goldnuggetwebs.com/VVOPALS/) folgende Taxa aus der Region beschreibt:

Mammutbaum (<i>Sequoia</i>),	Lärche (<i>Larix</i>),
Fichte (<i>Picea</i>),	Edelkastanie (<i>Castanea</i>)
Hemlock-Tanne (<i>Tsuga</i>),	Birke (<i>Betula</i>)
Zeder (<i>Cedrus</i>),	

Es handelt sich meist um Blätter, Nadeln oder Hölzer, wobei letztere ohne Dünnschliffe als unwissenschaftlich abgelehnt werden müssen. Die opalisierten oder verkieselten Astreste und weitere Funde stammen aus den Sedimenten der tuffaceous sedimentary rocks, die hier mit einem Alter von 15,77 Ma (Mascall ash) und 15,35 Ma (Huntington-1 tuff) angegeben

werden können. Es handelt sich also um eindeutige Mittelmiozäne Ablagerungen, die etwa mit dem Event des Nördlinger Riesmeteoriten in Europa zusammenfallen.

Ferner sind nicht näher bestimmte Koniferen-Zapfen bekannt, bis auf die hier beschriebene *Picea opallios*.

MUSTEO (2015) hat in einer mineralogisch orientierten Arbeit auch das Virgin Valley erwähnt und vergleicht die Funde aus dem Virgin Valley z.B. mit McDermitt (Humboldt Co.), Middlegate, (Churchill Co.), usw.

HUBER hat (2009: 18-47) in seinem hervorragenden Band über die Opalhölzer auch das Virgin Valley erwähnt, und nennt anstatt der Lee Mine die Royal Peacock Mine.

3.2.2 Middlegate Flora

(AXELROD 1956, 1976, 1986), after MILLAR 1996, List 15)

Man vergleiche die gesamte Artentabelle mit Vergleichen im Anhang, Tab. 1 (nach AXELROD 1986). Dort sind auch die ökologisch definierten Waldtypen und Ökotypen sowie Biotope angegeben.

Folgende Taxa können hier aber in alphabetischer Reihenfolge angegeben werden, die fast alle auch im europäischen Jungtertiär vorkommen (vgl. im Anhang 1 die gesamte Liste):

<i>Abies</i>	<i>Juglans</i>	<i>Prunus</i>
<i>Acer</i>	<i>Juniperus</i>	<i>Quercus</i>
<i>Alnus</i>	<i>Lithocarpus</i>	<i>Robinia</i>
<i>Betula</i>	<i>Lyonothamnus</i>	<i>Salix</i>
<i>Crataegus</i>	<i>Mahonia</i>	<i>Sequoiadendron</i>
<i>Equisetum</i>	<i>Picea</i>	<i>Sorbus</i>
<i>Fraxinus</i>	<i>Platanus</i>	<i>Styrax</i>
<i>Gymnocladium</i>	<i>Populus</i>	<i>Tsuga</i>

3.2.3 Aldrich Station Flora

Die Flora wird sehr schön bei AXELROD 1956 und im Internet angezeigt unter:

<http://inyo.coffeecup.com/site/ah/aldrichhill.html#mypages>. Die Fossiliste sehe man nach bei MILLAR 1996

Liste der Taxa für die mittelmiozäne Aldrich Station Flora, Aldrich Hill, Mineral County, Nevada.

Equisetales: Equisetaceae: *Equisetum alexanderi*

Gymnospermae

Cupressaceae: *Thuja dimorpha (plicata)*

Pinaceae : *Abies concoloroides (concolor)*, *Picea magna (polita. neoveitchii)*, *Picea sonomensis (breweriana)*, *Pinus florissanti (ponderosa)*, *Pinus wheeleri (monticola. lambertiana)*, *Pseudotsuga sonomensis (menziesii)*, *Tsuga sonomensis (heterophyla)*

Taxodiaceae: *Sequoiadendron chaneyi (giganteum)*

Angiospermae

Berberidaceae: *Mahonia marginata (beali)*, *Mahonia reticulata (repens)*

Betulaceae: *Alnus smithiana (tenuifolia)*

Caprifoliaceae: *Symphoricarpos wassukana (oreophilus)*

Celastraceae: *Pachystima nevadensis* (*myrsintes*)
 Fagaceae: *Quercus hannibali* (*chrysolepis*), *Quercus simulata* (*myrsinaefolia*)
 Hippocastanaceae: *Aesculus ashleyi* (*parryi*)
 Leguminosae: *Amorpha oblongifolia* (*californica*), *Sophora spokaneensis* (*japonica*)
 Myricaceae: *Comptonia parvifolia* (*asplenifolia*)
 Oleaceae: *Fraxinus acornia* (*velutina*)
 Platanaceae: *Platanus paucidentata* (*racemosa*)
 Rhamnaceae: *Rhamnus precalifornica* (*californica*)
 Rosaceae: *Amelanchier apiculata* (*utahensis*), *Cercocarpus antiquus* (*betuloides*)
 Salicaceae: *Populus alexanderi* (*trichocarpa*), *Populus payettensis* (*angustifolia*), *Populus sonorensis*, *Populus subwashoensis* (*temula. grandidentata*), *Salix knowltonii* (*lemmonii*)
Salix payettensis (*exigua*)
 Sapotaceae: *Bumelia beaverana* (*lanuginosa*)
 Ulmaceae: *Ulmus moorei* (*crassifolia*), *Zelkova nevadensis* (*serrata*)

Diese Flora stellt eine typische jungtertiäre Vergesellschaftung dar, in der Auwaldelemente (*Populus*, *Salix*, *Fraxinus*, *Platanus*, *Ulmus*, *Zelkova*) mit mesophytischen Elementen (*Quercus*, *Mahonia*, *Aesculus*, *Amorpha*, *Rhamnus*, *Bumelia*) vergesellschaftet sind. Die Dominanz der Koniferen mit 9 Taxa (*Thuja*, *Pinus*, *Tsuga*, *Sequoiadendron* usw.) ist typisch für diese Mischung, ergänzt durch Feucht- bzw. Sumpfbewohner wie *Alnus* oder *Myrica*.

3.2.4 Upper Cedarville Pit River Flora

Die SW vom Sheldon gelegene Upper Cedarville Pit River flora ergibt folgende Florenliste (macrofossils, northern Sierra Nevada, California, late Miocene, LAMOTTE 1935 und 1936). Die in Klammer stehenden Arten sind die zu den fossilen Formen gehörigen rezenten Vergleichsarten.

Gymnospermen

Ginkgoaceae: *Ginkgo adiantoides* (*biloba*),
 Cupressaceae: *Chamaecyparis gilmorea* (*nootkatensis*),
 Pinaceae: *Abies laticarpus* (*magnifica*), *Pinus russelli* (*ponderosa*), *Pseudotsuga masoni* (*menziesii*),

Angiospermen

Betulaceae: *Alnus carpinoides* (*rubra*)
 Ericaceae: *Arbutus matthesii* (*menziesii*)
 Fagaceae: *Castanea lesquereuxi* (*pumila*), *Castanopsis chrysophylloides* (*chrysophylla*),
Fagus washoensis (*longipetiolata*), *Quercus consimilis* (*myrsinaefolia*), *Quercus distincta* (*agrifolia*), *Quercus pseudo-lyrata* (*kelloggii*)
 Juglandaceae: *Carya egregia* (*ovata*)
 Lauraceae: *Umbellularia oregonensis* (*californica*)
 Oleaceae: *Fraxinus* sp. (*oregona*)
 Platanaceae: *Platanus dissecta* (*racemosa*)
 Rosaceae-Amygdalaceae: *Prunus masoni* (*integrifolia*)
 Rutaceae: *Ptelea miocenica* (*trifoliata*)

Sapindaceae: *Sapindus oregonianus* (*mukorossi*)

Tiliaceae: *Tilia aspera* (*mandshurica*)

Diese Flora würde gut zu unserer Fichte passen, obwohl sie einen fast warmen, subtropischen Charakter hat und die Sitka-Fichte kühlere Bedingungen anzeigt.

3.2.5 Weitere Floren im Überblick

Die folgenden Florenlisten wurden nur auf Koniferen hin untersucht und die *Picea*-führenden hier kurz zusammengestellt (aus MILLAR 1996)

Chloropagus flora (macrofossil), western central Nevada, mid-Miocene (AXELROD 1956).

Gymnosperms

Cupressaceae: *Juniperus nevadensis* (*utahensis*, *californica*), *Thuja dimorpha* (*plicata*),

Pinaceae: *Abies concoloroides* (*concolor*), *Picea sonomensis* (*breweriana*), *Pinus wheeleri* (*lambertiana*)

Taxaceae: *Torreya nancyana* (*californica*)

Fallon flora (macrofossil), western central Nevada, mid-Miocene (AXELROD 1956).

Gymnosperms

Cupressaceae: *Juniperus nevadensis* (*utahensis*, *californica*), *Thuja dimorpha* (*plicata*)

Pinaceae: *Abies concoloroides* (*concolor*), *Picea sonomensis* (*breweriana*), *Pinus florissanti* (*ponderosa*)

Taxaceae: *Torreya nancyana* (*californica*)

Taxodiaceae: *Sequoiadendron chaneyi* (*giganteum*)

Fingerrock flora (macrofossil), southwestern Nevada, mid-Miocene (WOLFE 1964).

Gymnosperms

Cupressaceae: *Chamaecyparis nootkatensis*

Pinaceae: *Abies* (*concolor*), *Picea magna*, *Pinus* (*monticola*), *Pinus* (*ponderosa*)

Taxodiaceae: *Glyptostrobus* sp.

Gillam Spring flora, northwestern Nevada, mid-Miocene (AXELROD & SCHORN 1994).

Species lists are by age of florules (upper = youngest; lower = oldest).

Upper Gillam Spring Florule

Gymnosperms

Cupressaceae: *Calocedrus*, *Chamaecyparis*

Pinaceae: *Abies*, *Picea lahontense*, *Picea magna*, *Picea sonomensis*, *Pinus* (*contorta*), *Pinus* (*monticola*), *Pinus* (three-needle), *Pinus tiptonia*

Taxodiaceae: *Sequoia*

Purple Mountain flora (macrofossil), western central Nevada, mid-Miocene (AXELROD 1976, 1995).

Gymnosperms

Cupressaceae: *Chamaecyparis sierrae* (*lawsoniana*)

Pinaceae: *Abies concoloroides* (*concolor*), *Abies klamathensis* (*shastensis*), *Abies scherrii* (*bracteata*), *Picea magna* (*polita*), *Picea sonomensis* (*breweriana*), *Pinus quinifolia* (*monticola*), *Pseudotsuga sonomensis* (*menziesii*),

Taxodiaceae: *Sequoiadendron chaneyi* (*giganteum*)

Stewart Spring flora (macrofossil and pollen), western central Nevada, mid-Miocene (WOLFE 1964, (macrofossil); SCHORN 1984 (pollen)).

Gymnosperms

Cupressaceae: *Chamaecyparis (nootkatensis)*, *Juniperus nevadensis (californica, utahensis)*

Pinaceae: *Abies (concolor)*, *Larix (occidentalis)*, *Picea (breweriana)*, *Picea magna*, *Pinus (edulis)*, *Pinus (monticola)*, *Pinus (ponderosa)*, *Tsuga (heterophylla)*

Taxodiaceae: *Sequoiadendron*

Allen Floren gemeinsam sind: ein hoher Koniferenanteil mit diversen Familien, darunter fast immer Pinaceen mit *Picea*, bei den Angiospermen eine Verteilung wie heute in der Komposition, sowie fehlende Farne oder Wasserpflanzen. *Picea sitkaensis* wird dabei nicht genannt. Die Floren des Great Basin sind nochmals in Abb. 5 aufgeführt.

3.2.6 Lund Petrified Forest

Unter dem Titel "Nevadas begrabene Schätze" haben ERWIN, SCHORN, SMITH, LEVY, MILLAR, WESTFALL, KING, & MORAN (2005) ein Abstract zum fossilen Wald von Lund beschrieben – hier der Auszug davon in Englisch.

„Fossil forests with petrified trees still standing or lying in place are rare. In the United States the more well known forests have received the attention of federal or state government and include the Florissant National Monument, Colorado; the Arizona Petrified Forest National Park; Specimen Ridge in Yellowstone National Park, Wyoming; and the Ginkgo Petrified Forest State Park, Washington. Although privately owned, the Calistoga Petrified Forest in California is being managed to minimize disturbance to the trees while open to public visitation. Scientific investigation of the little known Lund Petrified Forest in northwestern Nevada has revealed more than 250 mappable occurrences of petrified wood remains. Sites range from pits left from past tree removal by bulldozers and dynamite to large stumps up to 4.5 m (15 ft.) in diameter buried upright in place by a volcanic tuff. This ash-flow tuff is not yet dated, but its position at the local base of the caldera section suggests a Miocene age of ca. 16.0-15.5 Ma. Analysis of the wood structure suggests some of the large stumps are most similar to *Sequoiadendron giganteum* (bigtree, giant sequoia), which today grows in small scattered stands restricted to the western slope of the central to southern Sierra Nevada at elevations between 1220 to 2560 m (4000 to 8400 ft.). Work is underway with the Bureau of Land Management to develop a plan to preserve the trees for research and recreation by developing means to minimize the effects of freeze/thaw weathering, uprooting of stumps from the overgrowth of vegetation, and unauthorized collecting. Once dominated by a forest of towering giants, today the Lund area is replaced by a high desert sagebrush community, yet another sobering reminder of the profound impact climate change has on the landscape, life and distribution of organisms through time.“

Man vergleiche dazu SCHORN & ERWIN 2001 und ERWIN et al. 2005, wobei aber nur eine Spezies gefunden wurde, der Mammutbaum.

4 Die fossile Fichte

4.1 *Picea opallios* nov. spec.

Taf. 1, Fig. 1-8, Tafel 2, Fig. 1-9, Taf. 3, Fig. 1-8, Taf. 4, Fig. 1-13, Taf. 5, Fig. 1-11
2009 *Picea* sp. – HUBER, 48-51, Royal Peacock Mine

Diagnose: Zapfen relative klein, ca. 50-60 mm lang und 13-21 mm breit, mit zarten Zapfenschuppen und rundlicher Basis; Apophysen sichtbar 8-11 mm breit und 4-6 mm hoch, apikal abgerundet, ganz leicht fransiger Rand. Samen klein und eiförmig mit spitzem apikalem Ende (3,5x1,5 mm) und locker unter den Apophysen sitzend.

Diagnosis: Cones small and slender, about 50-60 mm long and 13-21 mm broad, with delicate scales and rounded base. Apophyses (8-11 mm broad and 4-6 mm high), spire rounded with a slightly fringed margin. Seeds small and egglike with pointed apex (3,5x1,5 mm) sitting softly under apophyses.

Locus typicus: Lee Mine im Virgin Valley, (Sheldon National Wildlife Refuges, Nevada, USA)

Type locality: Lee Mine in the Virgin Valley (Sheldon National Wildlife Refuges, Nevada, USA)

Stratum typicum: Vulkanite, Opal-Schichten, Mittel-Miozän, Barstovium

Type stratum: vulcanites in opal-bearing horizons, middle Miocene, Barstovian

Holotypus: NMA Inv. Nr. 2016-72/2162

Holotype: NMA Inv. Nr. 2016-72/2162

Isotypen: NMA 2016-68 bis 2016-71/2162 und von 2016-73 bis 2016-79/2162

Isotypes: NMA 2016-68 to 2016-71/2162 and from 2016-73 till to 2016-79/2162

Weitere Isotypen: Coll. HUBER, Wien; publiz. HUBER 2009: 48-51

Further isotypes: Coll. HUBER, Vienna; publ.: HUBER 2009: 48-51

Aufbewahrung: in der Sammlung des Naturmuseums in Augsburg

Storing: in the collection of the Naturemuseum Augsburg

Derivatio nominis: opallios (griechisch: Kostbarer Edelstein)

Nomination: opallios (greek: precious stone)

Finder: Frau Gudrun SEIDL

Fossil hunter: Mrs. Gudrun SEIDL

Beschreibung:

Die ersten Aufnahmen zu den fossilen Zapfen hat Autor HUBER (2009: 48, 49, 50, 51) gebracht. Sein „Prachtstück“, ein vollerhaltener Conus mit allen Zapfenschuppen ist nicht zu überbieten (ibid.: 48), Die destruierten Zapfenreste (ibid.: 51) zeigen leicht abgehobene Zapfenschuppen und leere Samenfächer, aber auch das opalisierte Innere der Zapfenspindel. Ein besonderes wissenschaftliches highlight ist der Zapfen im Tuff, der schwarz „inkohlte“ ist und vom Sediment her einen Ausbruch damals belegt. Dabei wurden die Zapfenschuppen z.T. schwer destruiert (ibid.: 50).

Alle hier untersuchten Exemplare stammen aus der Sammlung der Autorin SEIDL.

4.2 Fossile Vergleichstaxa

Fossile Fichtenarten sind bisher aus dem Gebiet nicht bekannt, wobei natürlich aus Amerika einige Formen stammen, so z.B. nach MILLAR 1996, list 5-25:

Picea (breweriana),

Picea magna (polita, neovietchii),

Picea lahontense,

Picea sonomensis (breweriana)

Eine *Picea sitkaensis* wird also dort nirgends erwähnt.

LIELKE et al. nennen 2012 aus Montana (USA) drei Arten von *Picea*, nämlich *P. lahontensis*, *P. magna* und *P. sonomensis*, alle aus dem Eo-Oligozän der Beaver Head Basins (ibid., fig. 2, tab.1), die aber für unsere Untersuchung keine Rolle spielen, zu alt sind und andere rezente Vergleichsarten abdecken.

Die nächst verwandte Art zu unserer Opal-Fichte dürfte *Picea wolfei* sein, die von CRABTREE (1983) minutiös dargestellt wurde. Die Art wurde aus dem „Late Middle Miocene, Barstov middle member, Virgin Valley Fm. Beschrieben. Der Fundort war die Rainbow Ridge Opal Mine, Virgin Valley, Humboldt Co., Nevada (Mus.Palaeobot Loc. #9014). *Picea wolfei* holotype: US Nat. Mus. # 326792; Paratypes # 326793-797

Seine Beschreibung der äußeren Merkmale passt auch zu unserer neuen Art: „ovulate cones, oblong-cylindrical, 5,0-8,0 cm long, 1,5-2,0 cm widest diameter; axis 5,0-7,0 mm diameter, subtending bracts 1,5-2,0 mm diameter, 15-30 resin canals cortex.

Gemeinsam haben *P. wolfei* und *P. opallios* folgende Punkte:

Zapfenlänge 5-8 cm, Harzkanäle je 2.

Unterschiedlich sind:

Zapfendurchmesser 1,5-2,0 und hölzerner Apex bei *P. wolfei*, ebenso obovate Schuppen

2,0-3,0 cm und papierartiger Apex bei *P. opallios*, rhombische Schuppen

(vgl. zu allem ibid.: 1362). In seiner Tab. 1 bringt er Vergleiche mit folgenden Taxa:

Picea dietteriana

Picea mariana

Picea abies

Picea pungens

Picea breweriana

Picea rubens

Picea engelmannii

Picea sitchensis

Picea glauca

Bis auf eine Art mit der Beschreibung „most similar to *breweriana*“ scheiden die meisten der rezenten Taxa aus. CRABTREE geht auch auf die fossilen Samen ein und nennt zum Vergleich *Picea sonomensis*, die ebenfalls ähnlich *P. breweriana* ist (AXELROD 1944). Auch *Picea lahontense* hat nach dem Autor (ibid. 1363) Samen ähnlich seiner *P. wolfei* – sie stammen aus der Trout Creek Flora SE Oregons (McGINITIE 1933).

Aus dem Oligozän von Vancouver Island erwähnt LA MOTTE (1935) *Picea sookensis* mit Ähnlichkeit zu *P. sitchensis*, aber dabei handelt es sich nur um Negativ Abdrücke. Weitere Befunde stammen von DAKE 1947, 1954 und GREGUSS 1955, 1967.

4.3 Systematik und Synonyme

Der deutsche Botaniker August Gustav Heinrich von BONGARD beschrieb die Art 1833 als Kiefer unter dem Namen *Pinus sitchensis* als Art der Gattung der Kiefern (*Pinus*). Der französische Botaniker Élie Abel CARRIÈRE dagegen ordnete die Art 1855 unter dem heute gültigen Namen *Picea sitchensis* in die Gattung der Fichten (*Picea*) ein (Unter-gattung *Casicta*, Sektion *Sitchenses* und Serie *Ajanenses*).

Hybride gibt es mit der Weiß-Fichte (*Picea glauca*) als *Picea* × *lutzii* LITTLE, mit der Engelmann-Fichte (*Picea engelmannii*), mit der Ajan-Fichte (*Picea jezoensis*) zu *Picea jezoensis* var. *hondoensis* (MAYR) REHD., mit der Gemeinen Fichte (*Picea abies*), mit der Likiang-Fichte (*Picea likiangensis*) und mit der Serbischen Fichte (*Picea omorika*).

Synonyme zur Sitka-Fichte (*Picea sitchensis* (BONG.) CARRIÈRE

(KRÜSSMANN 1983: 229, SARGENT 1965: 41, SCHMIDT-VOGT, H. (1977: 110)

Abies falcata RAF.

Abies menziesii (DOUGLAS EX D.DON) LINDL. 1835, non MIRBEL 1825 – dieser schlug den Namen 1825 für die Douglasie (*Pseudotsuga menziesii*) vor.

Picea falcata (RAF.) SURINGAR

Picea menziesii (DOUGLAS EX D.DON) CARRIÈRE

Picea sitchensis CARR.

Picea sitkaensis MAYR

Pinus menziesii DOUGLAS EX D.DON

Pinus sitchensis BONG.

In dieser Arbeit wird die Fichte vereinfacht *Picea sitchensis* genannt.

5 Rezentvergleiche**5.1 Allgemeines**

Von allen untersuchten Fichtenarten kommt hier nur die in Amerika heimische Art zum Vergleich in Frage, wobei natürlich Ähnlichkeiten mit anderen Taxa z.B. aus Europa vorliegen können. Das gesamte Merkmalsmuster ist allerdings auf die Sitka-Fichte beschränkt.

Die Sitka-Fichte ist im westlichen Nordamerika beheimatet. Sie wurde nach der Stadt Sitka in Alaska benannt. Der Immergrüne Baum kann bis 70 m hoch werden, bei einem Stammdurchmesser von 5 m. Sie kann bis zu 800 Jahre im Alter erreichen und ist langsamwüchsig, breitkronig und bis zum Boden beastet.

Die monözische Art hat weibliche Zapfen bis 10 cm lang und 2,5 cm breit. Die Zapfenschuppe sind unregelmäßig gezähnt, dünn, und oft abstehend, Farbe grüngelb bis hellbraun, die Samen sind geflügelt und damit bis 10 mm lang.

Bäume, die an Wasserläufen oder in Überschwemmungsgebieten wachsen, bilden häufig Wassertriebe aus. Als Flachwurzler dringt das Wurzelsystem der Sitka-Fichte in Tiefen von bis zu zwei Meter vor. Dabei kann es bis zu 23 Meter lange Seitenwurzeln ausbilden, die pro Jahr bis zu fast 2 m wachsen können. Das gelblichbraune weiche Kernholz wird von einem weißlichgelben bis weißlichgrauen Splint umgeben. Die Jahresringe, die manchmal wellig verlaufen können, sind gut zu erkennen. Das leicht zu bearbeitende Holz trocknet schnell. Besonders das Holz von Bäumen aus den nördlichen Teilen des Verbreitungsgebietes ist stark astig. Das Holz eignet sich gut zur Bearbeitung von Pfeilschäften und als Klangholz im Musikinstrumentenbau sowie Masten für Segelschiffe. Die Spirit of St. Louis, das Flugzeug mit dem Charles Lindbergh den Atlantik überquerte, bestand zu großen Teilen aus Sitkafichtenholz.

Literatur dazu sei genannt: SCHÜTT et al. 2008, KRÜSSMANN 1983, SCHMIDT-VOGT 1977, MORGENTHAL 1955.

5.2 Geografische Verbreitung

Das heutige Verbreitungsgebiet geht entlang der Küste vom California (Mendocino County), Oregon, Washington (USA), British Columbia, westliches Yukon Territory (Canada), bis zu

den Aleuten und die Kodiak Range (Alaska), und ist offizieller Staatsbaum des US-Bundesstaates Alaska (vgl. Abb. 6, 7).

Die Sitka-Fichte kommt also entlang der Westküste Nordamerikas von der Insel Kodiak in Alaska bis zum Mendocino County in Nordkalifornien vor – ist früher demnach weiter im Landesinneren gewesen. Sie ist meersalztolerant, so dass man sie auch direkt am Meer findet. Landeinwärts reicht ihr Areal oft nicht weiter als 30 Kilometer bis max. 210 Kilometer ins Landesinnere. Das Verbreitungsgebiet erstreckt sich über eine Länge von etwa 2.500 Kilometern, in dem sie normalerweise nicht auf Höhenlagen über 300 Meter aufsteigt. Das höchste Vorkommen liegt bei 910 Meter in Südost-Alaska an der Waldgrenze. Es gibt nur noch wenige unberührte Bestände alter Sitka-Fichten. Einige befinden sich auf Vancouver Island in Britisch-Kolumbien wo man noch ursprüngliche und sehr wuchskräftige Bestände findet (vgl. zu allem SCHMIDT-VOGT, H. (1977: Abb. S. 111) und LITTLE (1971: map 42 N, W.).

5.3 Klima und Ökologie

Die Sitka-Fichte ist eine Baumart des nebel- und regenreichen Küstenklimas mit geringen Temperaturextremen, milden Wintern und kühlen Sommern. Die jährliche Niederschlagsmenge im Verbreitungsgebiet beträgt je nach Standort 660 bis 3.100 mm. Teilweise wird der Regen durch lang anhaltende Nebel ersetzt und ermöglicht so, dass die Art auch an niederschlagsarmen Standorten wächst. Eine klimatische sehr informative Zusammenstellung verschiedener Klimaregionen, die die Sitka-Fichte bewohnt, lieferte MORGENTHAL (1955: 129 und hier Abb. 8).

Die Fichte ist also abhängig von den klimatischen Bedingungen wie ausgeglichene Temperaturen, hohe Luftfeuchtigkeit, keine extremen kalten Winter oder anhaltende Trockenheit. Die minimale Regenmenge von ca. 200 mm/Jahr kann durch die Winterregenreserve sowie hohe Luftfeuchte mit Nebelbildung kompensiert werden (SCHMIDT-VOGT, H. (1977:113).

Die Böden sollten tiefgründig und locker sein und über eine gute Wasserversorgung verfügen, z.B. nasse, sandige Böden. Flachgründige Böden sowie Moor- und Torfböden werden meist gemieden. Als Standort werden vor allem Flussniederungen und wasserzügige Hanglagen bevorzugt. Der pH-Wert des Bodens sollte zwischen 4,0 und 5,7 liegen. Bodenverdichtung und Staunässe wirken sich negativ auf das Wurzelwachstum aus. Es werden hohe Ansprüche an die Calcium-, Magnesium- und Phosphor-Versorgung gestellt. Wichtiger als die Nährstoffversorgung ist jedoch die Wasserversorgung.

5.4 Biotop und Biom

Mischbestände werden, je nach Region und Ökologischen Bedingungen gebildet mit:

Westamerikanischer Hemlocktanne (*Tsuga heterophylla*), Douglasie (*Pseudotsuga menziesii*), Lawsons Scheinzypresse (*Chamaecyparis lawsoniana*), Küsten-Kiefer (*Pinus contorta*), Westliche Weymouths-Kiefer (*Pinus monticola*), Küstenmammutbaum (*Sequoia sempervirens*), Riesen-Lebensbaum (*Thuja plicata*), Nootka-Scheinzypresse (*Xanthocyparis nootkatensis*), Berg-Hemlocktanne (*Tsuga mertensiana*), Felsengebirgs-Tanne (*Abies lasiocarpa*).

Leider liegen bei den fossilen Zapfen von *P. opallios* nur diese und keine weiteren Begleitformen vor.

Der Unterwuchs ist je nach Standort variabel, kann aber mit folgenden Taxa belegt werden:

Schwertfarn (*Polystichum munitum*), *Maianthemum dilatatum*, Sibirisches Tellerkraut (*Claytonia sibirica*), *Tiarella trifoliata*, *Viola glabella*, *Viola sempervirens*, *Disporum smithi*, Shallon-Scheinbeere (*Gaultheria shallon*), *Vaccinium parvifolium*, *Menziesia ferruginea*, Küsten-Rhododendron (*Rhododendron macrophyllum*), *Vaccinium ovatum*, Wald-Frauenfarn (*Athyrium filix-femina*), Rippenfarn (*Blechnum spicant*), Breitblättrige Dornfarn (*Dryopteris dilatata*, Igelkraftwurz (*Oplopanax horridus*), *Sambucus callicarpa*.

Im selben Band kann man sofort die begleitenden Taxa ablesen, wobei folgende Formen vorliegen:

Nadelgewächse: *Abies amabilis*, *A. grandis*, *Chamaecyparis lawsoniana*, *Ch. Nootkaensis*, *Juniperus communis*, *Libocedrus decurrens*, *Pinus attenuata*, *P. contorta*, *P. monticola*, *Pseudotsuga menziesii*, *Sequoia sempervirens*, *Taxus brevifolia*, *Thuja plicata*, *Tsuga heterophylla*, *T. mertensiana*.

Laubgehölze: *Acer macrophyllum*, *Arbutus menziesii*, *Alnus rubra*, *Castanopsis chrysophylla*, *Lithocarpus densiflorus*, *Populus trichocarpa*, *P. tremuloides*, *Quercus chrysolepis*, *Qu. Kelloggii*, *Qu. Garyana*, *Rhamnus purshiana*, *Umbellularia californica* (ibid. Maps 1-199).

HARSHBERGER hat (1978: 262) folgende Daten erwähnt: Alaska Forest mit 2 dominanten Arten – *Picea sitchensis* und *Tsuga mertensiana*; Cascade- and Coast ranges – *Picea sitchensis* und etwa 6 weitere Koniferen.

Die Art ist ein wichtiges Mitglied der „Coniferous Forest Formations“ (ibid. p. 589, 594) der Sitkan Region sowie der Coastal Formations der Californian Region (ibid. 604, 606: Redwood Float Formation). Zu allen Angaben liegen auch die Begleitarten vor, Nadelhölzer, Laubgewächse und Unterwuchs.

LITTLE hat (1971) in Overlay 9E die „Major Forest types“ angegeben: 11=Douglas fir, 12=Hemlock-Sitkaspruce, sowie das A und B-Klima mit Niederschlägen von 40 bzw. 96 und bis 150 inch (vgl. auch Abb. 8).

5.5 Ökofazielle Zusammenfassung - einst und heute

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die *Picea opallios* ihren miozänen Standort in Richtung heutiger Küste verschoben hat.

Wie ist der miozäne Standort - Virgin Valley - in NW-Nevada, der eigentlich küstenliebenden Sitka-Fichte, zu erklären, wo doch heute einige Hochgebirge zwischen Küste und ehemaligem Verbreitungsgebiet liegen? Hierzu noch einige geologische Erläuterungen (vgl. Abb.9).

Die Akkretionen an der Westküste Kaliforniens und Oregons waren im Eozän abgeschlossen, auch die der Klamath Mountains. Die Klamath Mountains mit Mt. Eddy (2750 mNN) bilden etwa die NW` Fortsetzung der Sierra Nevada in N-Kalifornien und reichen bis nach SW-

Oregon hinein. Im N erreicht die Sierra Nevada heute 2700 mNN, zentral mit Mt. Whitney 4421 mNN, um dann nach S schnell unter 3000 mNN abzusinken. Hier findet man rezent in den Siskiyou National Forests eine endemische bzw. fast endemische Flora mit *Chamaecyparis lawsoniana* (Lawson Scheinzypresse), *Pinus balfouriana* (Fuchsschwanz-Kiefer), *Picea breweriana* (Siskiyou-Fichte) und *Kalmiopsis leachiana* (Kalmopsis).

Östlich der Klamath Mountains ziehen die Western Cascades (zw. 520 – 1800 mNN) und E` daran angrenzend die High Cascades mit Vulkanen wie Mt. Rainier (4394 mNN), Mt. St.Helens (2549 mNN), Mt. Shasta (4322 mNN) oder Lassen Peak (3189 mNN) etwa ab der Grenze Kalifornien - Oregon in Richtung N.

In Oregon flossen die mittelmiozänen Columbia River Basalte stellenweise bis an die Küste, was ein Indiz dafür ist, dass die miozäne Coast Range Oregons (heute um 1500 mNN) keine signifikante Barriere bildete und ihre Hebung erst nach dem Abklingen des Hotspot-Vulkanismus in NW-Nevada und SE-Oregon stattfand, also frühestens post-Mittelmiozän. Gleiches gilt für die Coast Range N-Kaliforniens (heute um 1800 mNN), die im Miozän zumindest teilweise überflutet war.

Ein weiterer Unterschied zum heutigen Verlauf der Westküste bilden die Klamath Mountains - sie waren schon im Miozän wieder bis auf Meeressniveau erodiert und ebenfalls, wenigstens zeitweise überspült (höherer Meeresspiegel zur Zeit des Mittelmiozänen Klima-Optimums von 19 -15 Ma durch Abschmelzen des Antarktischen Eisschildes?).

So standen größere Teile N-Kaliforniens, SW-Oregons und NW-Nevadas unter maritimen Einfluss.

Die vulkanische Aktivität der West Cascades begann etwa zwischen 40-35 Ma und endete abrupt vor etwa 17 Ma, was ziemlich genau dem Asche-Ablagerungszeitraum der John Day Formation (39-18 Ma) in Oregon entspricht. Dies bedeutet, dass die ehemaligen West Cascades zu Zeiten der Virgin Valley Formation (16-14 Ma) vermutlich schon wieder erheblich abgesenkt und beträchtlich erodiert waren und keine Wetterbarriere bildeten. Ebenso stellte die im Miozän noch flache Sierra Nevada keine Barriere dar. Auch die High Cascades spielten im Mittelmiozän noch keine Rolle, da ihre Entwicklung erst vor etwa 8 Ma einsetzte. Ebenso sind die modernen Klamath Mountains jüngeren Alters.

Damit waren während des Mittelmiozäns die klimatischen und geologischen Voraussetzungen im Virgin Valley für einen küstennahen Sitka-Fichtenstandort erfüllt. Dies könnte sogar noch zu Zeiten der jüngeren Thousand Creek Formation (8,3 -7,5 Ma) der Fall gewesen sein.

Der Vergleich zeigt, dass es möglich ist, mit fossilen Pflanzen gute ökologisch-klimatische Ähnlichkeiten auszuarbeiten, was fossile und rezente Formen hergeben.

Abbildungen 1-9



Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes mit den opalisierten Zapfen in Nord-Amerika



Abb. 2: Nevada mit Angabe des Fundpunktes Lee Mine bzw. Virgin Valley (Kreis)

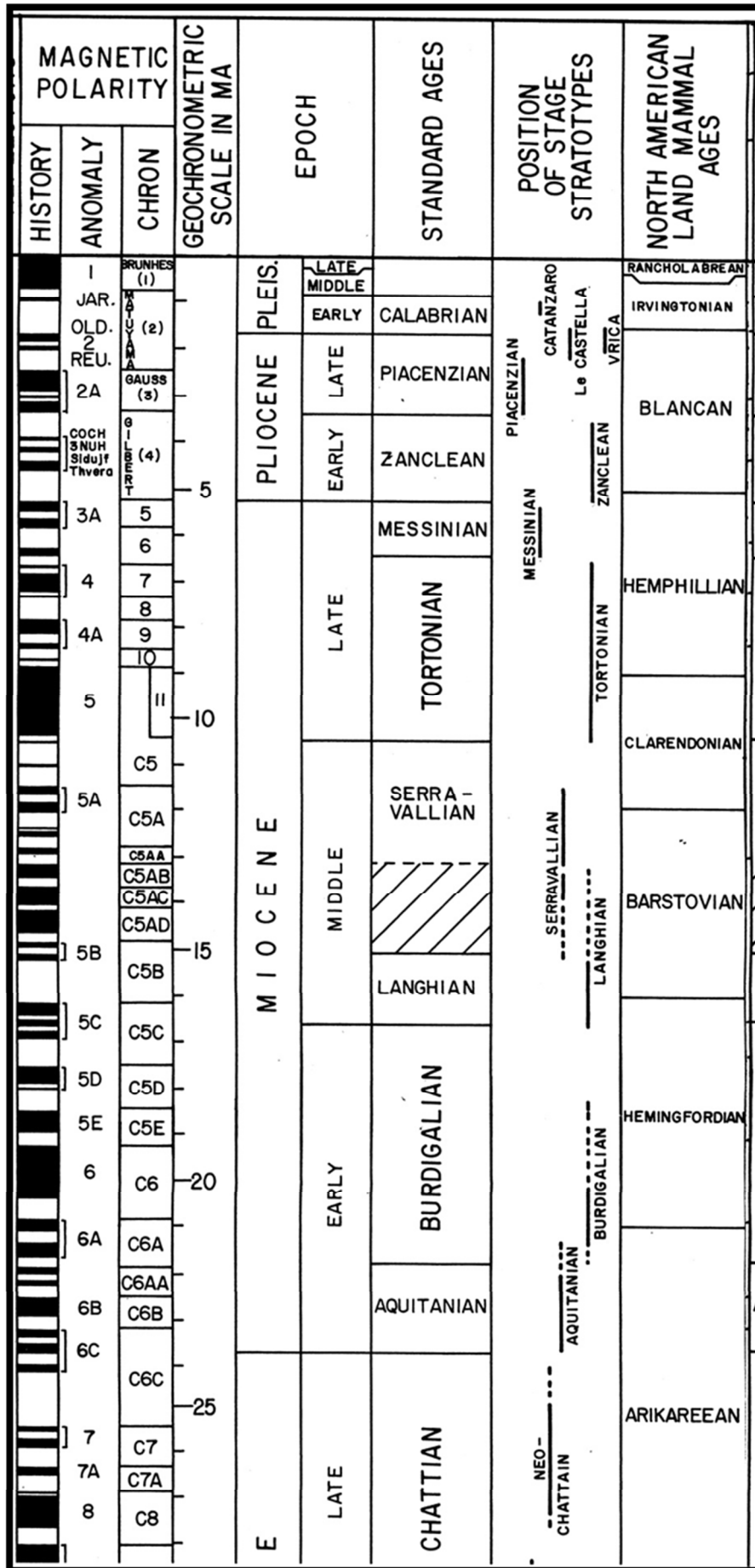


Abb. 3: Zeittafel mit Korrelation der amerikanischen Epochen und „standard ages“ im Hinblick auf europäische Gegebenheiten (verändert nach Geology of North America Vol. M, Plate 1, noch ohne Eintrag der neuen P/PL-Grenze); Zeitmuster für unsere fossile Art als Pfeil eingetragen.





Abb. 6: Heutiges Vorkommen der Sitka-Fichte in Nord-Amerika und Kanada, entlang der Küste des Pazifik und im Kreis unsere fossile Fundstelle.

Geographisch gibt LITTLE nähere Daten zur Sitka-Fichte (map 42 W,N, hier abb. 5 und 6).



Abb. 7: Verbreitung der *Picea sitchensis* im östlichen Teil der USA, mit Angabe der Lokalität Virgin Valley (Kreis).

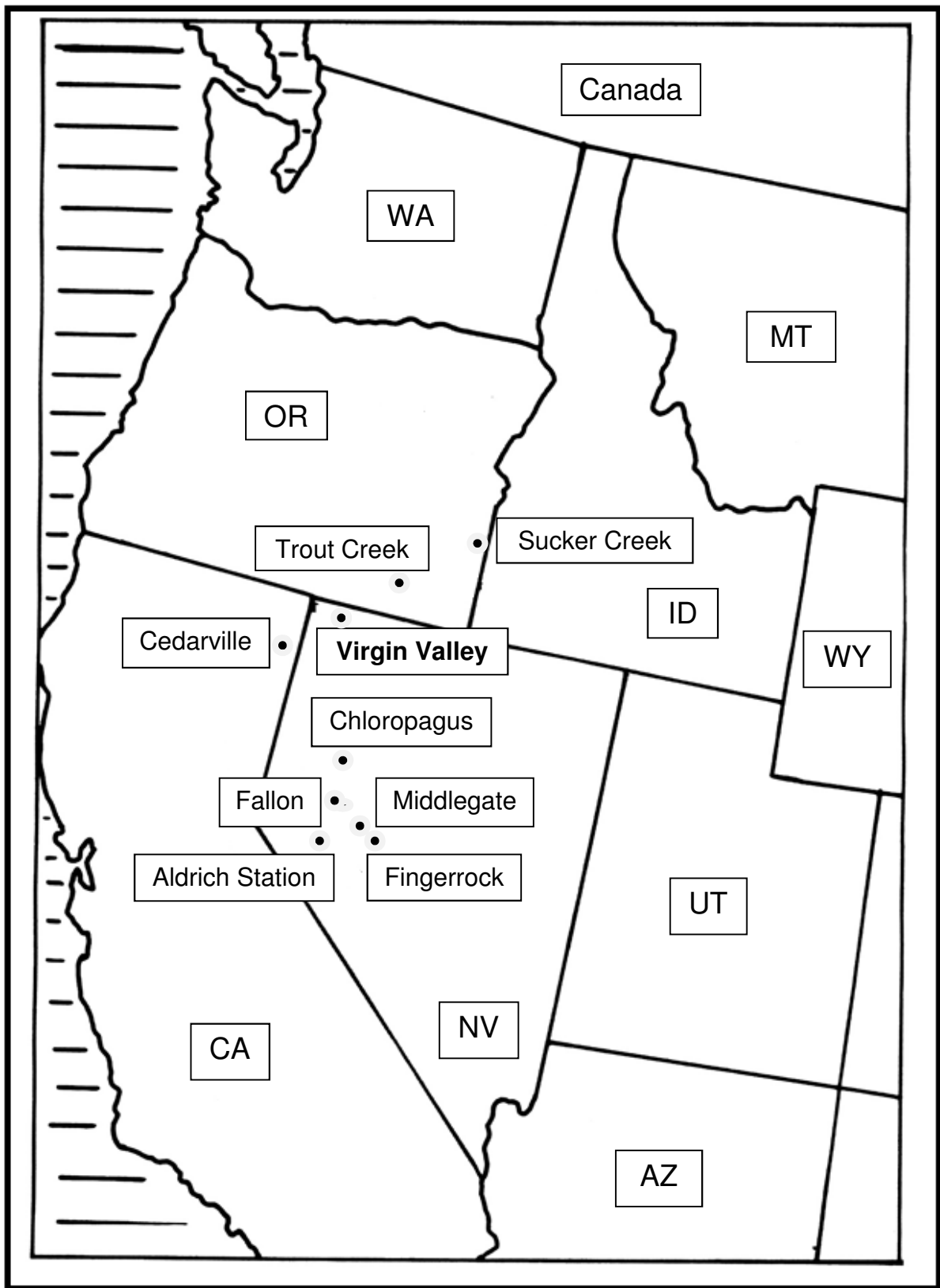


Abb. 4: Lage der besprochenen Floren in Californien, Nevada und Oregon

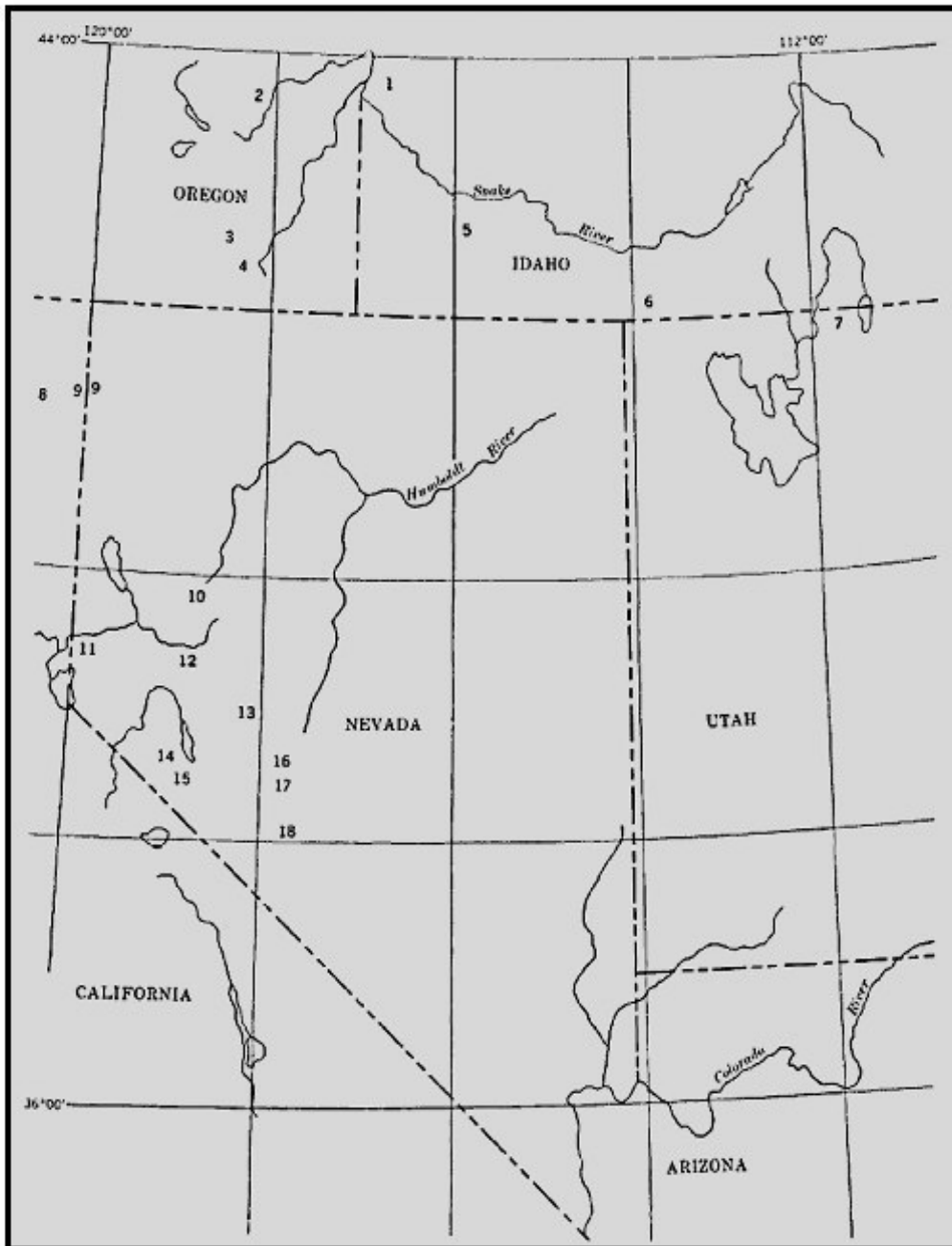


Abb. 5: Das Great Basin und seine Florenfundpunkte:
 1 Lower Idaho, 2 Stinking Water, 3 Alvord Creek, 4 Trout Creek,
 5 Bruneau, 6 Gouse Creek, 7 Cache Valley, 8 Alturas, 9 Upper
 Cedarville, 10 Chloropagus, 11 Verdi, 12 Fallon, 13 Middlegate,
 14 Coat Valley, 15 Aldrich Hill and Horsethief Canyon,
 16 Fingerrock, 17 Stewart Spring, 18 Esmeralda

Klima-Region	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez	Mittel-und Gesamtwerte
16 T	6,0	7,8	9,5	11,7	13,9	16,9	19,7	19,6	16,8	13,1	9,3	6,2	12,5
16 N	178	158	108	70	34	15	2	3	19	48	139	157	931
17 T	1,8	3,7	6,5	8,6	11,6	14,8	18,3	17,9	14,4	10,4	5,8	2,5	9,7
17 N	155	124	101	67	57	36	14	12	42	70	148	148	974
19 T	1,6	3,3	5,4	8,3	11,1	14,1	16,6	16,7	13,6	9,8	5,6	2,6	9,1
19 N	231	176	163	121	90	62	25	36	90	157	232	252	1639
107 T	-1,6	0,4	1,8	5,0	8,6	11,6	13,6	13,2	10,8	7,0	2,8	0,7	6,2
107 N	232	194	184	186	140	115	155	216	285	381	331	270	2689
Las Vegas (Virgin V.) T	8	9	14	18	23	29	32	31	28	19	12	6	19,08
Las Vegas (Virgin V.) N	78	114	22	21	10	14	52	72	30	59	27	137	636

Abb. 8: Klimadaten für westliche Staaten von Nordamerika, zum Vergleich mit der fossilen Sitka-Fichte

Erklärungen: 16=NW-California, 17=W-Oregon, 19=W-Washington. 107=S+SE-Alaska; T=Temperatur in °C, N=mm Niederschlag; Durchschnittliche Mittel- (T) und Gesamtwerte (N)

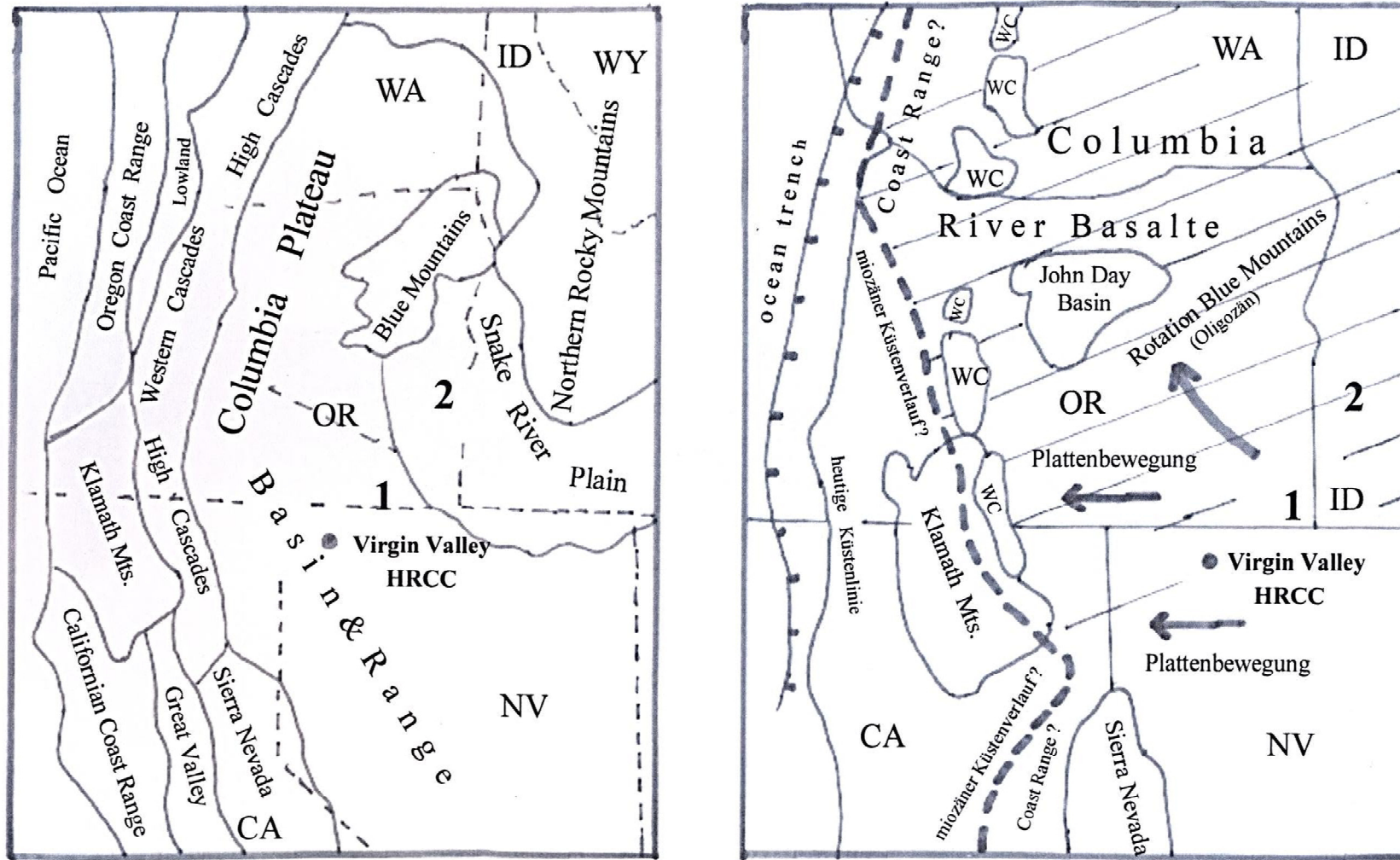


Abb. 9: Geologische Situation an der Westküste von Nordamerika im Bereich von Kalifornien, Oregon, Washington, Idaho und Nevada heute (links) und im Mittel-Miozän. 1: McDermitt und Whitehorse Caldera Complex. 2: Lake Owyhee Volcanic Field. HRCC: High Rock Caldera Complex

Literatur

- AKAHANE, H., FURUNO, T., MIYAJIMA, H., YOSHIKAWA, T. & YAMAMOTO, SH. (2004): Rapid wood silification in hot spring water, an explanation of silification of wood during the earth history.- *Sed. Geol.*, 169, 3-4: 219-226, 11 figs.,
- AXELROD, D. (1956): Mio-Pliocene floras from west-central Nevada.- University of California Press, 33, 321 pp.,
- AXELROD, D. (1944): Sonoma Floras.- Carnegie Inst. Wash., Publ. 553: 167-206, pls. 34-39
- BALLHAUS CH., GEE, C.T., BOCKRATH, C., GREEF, K., MANSFELDT, T. & RHEDE, D. (2012): The silicification of trees in volcanic ash - An experimental study.- *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, 84: 62–74, 3 tabs., 10 figs., Elsevier
- BECK, G. F. (1944): Two newly discovered genera among the coniferous woods of the western Tertiary. Northwest.- *Science*, 18, (1): 9-10.
- BROWN, R. W. (1942): A Miocene grapevine from the valley of Virgin Creek in northwestern Nevada.- *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 32 (10): 287-291
- BUTLER, G. (1987): Opal in Virgin Valley.- *Rock & Gem Magazine*, p. 36-38
- CRABTREE, D. R. (1983): *Picea wolfei*, a new species of petrified cone from the Miocene of northwestern Nevada.- *American Journal of Botany*, 70 (9): 1356-1364.
- DAKE, H. C. (1947): Fossil cones found.- *The Mineralogist*, 15 (5): 233.
- DAKE, H. C. (1954): Fossil conifer cones.- *The Mineralogist*, 22 (5): 214, 216, 218
- DERNBACH, U. & TIDWELL, W.D. (Hrsg.) (2002): Geheimnisse versteinertes Pflanzen – Faszination aus Jahrmillionen.- 231 S., viele farb. Abb., D'Oro Verl., Heppenheim
- DERNBACH, U. (Hrsg.) (1996): Versteinerte Wälder – die 31 schönsten versteinerten Wälder der Erde.- 188 S., viele, z.T. farb. Fotos, D'ORO Verl., Lorsch
- ERDEI, B., DOLEZYCH, M. & HABLY, L. (2009): The buried Miocene forest at Bükkabrány, Hungary.- *Review Paleobot. Palyn.*, 155: 69-79, 5 pls., 1 tab., Elsevier, Amsterdam
- ERWIN, D.M., SCHORN, H.E., SMITH, R.C., LEVY, L.M., MILLAR, C.I., WESTFALL, R.D., KING, J.C. & MORAN, V.S. (2005).- Nevada's buried treasure: the Lund Petrified Forest.- Botanical Society of America meeting, Austin, Texas. Abstract #271.
- FIEST, W. & GREGOR, H.-J. (2017): Geologischer Überblick zum Virgin Valley (Sheldon National Wildlife Refuge, Nevada, USA), nebst einem Überblick zu tertiären Floren und Faunen Nevadas und dem Yellowstone Hotspot Track.- *Documenta naturae*, 199: 1-92, München
- GREGOR, H.-J. & HOLLEIS, P. (2017): Palmen und tropische Kieselhölzer aus dem untermiozänen Ortenburger Schotter von Rauscheröd (Passau, Brackwasser-Molasse) und ihre geologisch-paläobiologische Problematik, im Vergleich mit einem rezenten Ökomodell aus Costa Rica.- *Documenta naturae*, 196, 8:1-121, 16 Abb., 13 Tab., 31 Taf., München
- GREGOR, H.-J., VELITZELOS, E. & HOLLEIS, P. (2005): Bemerkungen zu fossilen Hölzern und zum Begriff „Fossiler Wald“ weltweit und speziell von Griechenland -

- Diagenese und Umlagerung, xylotomische Probleme, stratigraphische Besonderheiten und ökologisch-klimatologische Interpretationen.- *Documenta naturae*, 154: 187 S., 11 Abb., 7 Tab., 40 Taf., München
- GREGUSS, P. (1955): Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. – 308 S., 360 Taf.; Budapest
- GREGUSS, P. (1967): Fossil Gymnosperm woods in Hungary from the Permian to the Pliocene.- 136 S., 86 Taf., 14 Kt., Akad. Kiado, Budapest
- HARSHBERGER, J.W. (1904): The comparative age of the different floristic elements of eastern North America. - *Proc.Acad.Nat.Sci.Phila.*, 56:601-615.
- HARSHBERGER, J.W. (1911): *Phytogeographic Survey of North America*. N.Y.
- HARSHBERGER; J.W. (1978): *Phytogeographical Survey of North America*. - 790 S., 18 Taf., 1 Karte. - Hafner Publ. Co, NewYork (reprint)
- HELLAWELL, J., BALLHAUS, CH., GEE, C.T., MUSTO, G.E., NAGEL, TH.J., WIRTH, R., RETHEMEYER, J., TOMASCHEK, F., GEISLER, TH., GREEF, K. & MANSFELD, T. (2015): Incipient silification of recent conifer wood at Yellowstone hot spring.- *Geochimica & Cosmochimica, Acta*, 149: 79-87, 4 figs., 2 tabs., Elsevier
- HELYMUN, E.B. (1987): Virgin Valley.- *Lapidary Journal Magazine*, Vol. 41, 3: 33-44
- HUBER, P. & PAVLICEK, P. (2008): Ratká, eine obermiozäne (Sarmatium) Fundstelle für Hölzer und Rhizome in Ungarn.- : *Documenta naturae*, 167: 1-19, 8 Abb., 1 Tab., 20 Fig., München
- HUBER, P. (2009): Miozäne Fundstellen in Vulkaniten des Sheldon National Wildlife Refuges (Nevada, USA): Das Virgin Valley – Holz und Opal vom Feinsten; *Protoyucca shadishii* von den Badger Flats.- *Documenta naturae*, SB 55: 1-80, viele farb. Abb., München
- KELLOG, L. (1910): Rodent fauna of the late Tertiary beds at Virgin Valley and Thousand Creek, Nevada.- *University of California Publications in Geological Sciences*, 5, 421–437.
- KRÜSSMANN, G. (1983): *Handbuch der Nadelgehölze*. 396 S., 785 Abb., 2. Aufl., Paul Parey, Berlin.
- La MOTTE, R.S.(1935): An upper Oligocene florule from Vancouver Island.- *Carnegie Inst. Wash.*, Publ. 455: 51-56
- LAMPROPOULOS, V. (2007): Conservation of fossilized forest's structural, material.- *Documenta naturae*, SB 50: 1-122, many col. & b/w figs., München
- LIELKE, K., MANCHESTER, S. & MEYER, H. (2012): Reconstructing the environment of the northern Rocky Mountains during the Eocene/Oligocene transition: constraints from the Palaeobotany and Geology of south-western Montana, USA.- *Acta Palaeobotanica*, 52, 2: 317-358, 9 figs, 7 tabs., append., Krakow
- LITTLE, E. L. (1971): *Atlas of United States trees*, vol. 1: Conifers and important hardwoods. – U. S. Dept. Agricult., Misc. Publ. 1146, 9 p., 200 maps., U.S. Dept.Agricult., Washington
- MATYSOVÁ, P. (2016): Study of fossil wood by modern analytical methods: case studies.- 61 pp., 7 figs., 3 tabs., Doct. Thesis, Charles University in Prague, Faculty of Science, Institute of Geology and Palaeontology

- McGINITIE, A.G. (1933): The Trout Creek flora of south eastern Oregon.- Caregie Inst. Wash., Publ. 416: 21-68
- MERRIAM, J.C. (1907): The Occurrence of Middle Tertiary Mammal-Bearing Beds in Northwestern Nevada.- Science, New Series, vol. 26, No. 664 (Sep. 20, 1907), pp. 380-382.
- MERRIAM, J.C. (1910): Tertiary mammal beds of Virgin Valley and Thousand Creek in northwestern Nevada. Part I–Geologic history.- University of California Publications in Geological Sciences, v. 6, p. 21-53.
- MERRIAM, J.C. (1911): Tertiary mammal beds of Virgin Valley and Thousand Creek in northwestern Nevada. Part II–Vertebrate faunas.- University of California Publications in Geological Sciences, v. 6, p. 199-304.
- MILLAR, C. I. (1996): Tertiary vegetation history. 71-122. In: Sierra Nevada Ecosystem Project, Final report to Congress, Volume II, Assessments and Scientific Basis for Management Options, Centers for Water and Wildland Resources, Report No. 37, University of California, Davis, California.
- MORGENTHAL, J. (1955): Die Nadelgehölze.- 337 S., 456 Abb., G. Fischer Verl., Stuttgart
- MUSTEO, G.E. (2015): Late Tertiary Petrified Wood from Nevada, USA: Evidence of Multiple Silicification Pathways.- Geosciences, 5: 286-309
- PAPP, A. & THENIUS, E. (1959): Tertiär, zweiter Teil.- Stratigraphische Geologie, 3, 329S., Stuttgart.
- SAMINPANYA, S. & LIN SUTHERLAND, F. (2013): Silica phase-transformations during diagenesis within petrified woods found in fluvial deposits from Thailand–Myanmar.- Sedimentary Geology, 290: 15-26, 10 figs., Elsevier
- SCHMIDT-VOGT, H. (1977): Die Fichte – Handbuch in zwei Bänden. I Taxonomie, Verbreitung, Morphologie, Ökologie, Waldgesellschaften.- 647 S., 304 Abb., 60 Übersicht., Paul Parey, Hamburg
- SCHORN, H.E. & ERWIN, D.M. (2001): The Tertiary history of North American megafossil conifers: the few, the proud, and oft times neglected.. North American Paleontology Convention 2001, Berkeley, California. PaleoBios, 21(2, suppl.):114. Abstract.
- SCHÜTT, WEISGERBER, SCHUCK, LANG, STIMM, ROLOFF (2008): Lexikon der Nadelbäume.- S. 315–328, Nikol, Hamburg 2008
- STORZ, M. (1928): Die sekundäre authigeme Kieselsäure in ihre petrogenetisch-geologischen Bedeutung.- in: Monographien zur Geologie und Paläontologie (Hrsg. W. SOERGEL), II, 4, 137 S., 55 Fig., 10 Taf., Berlin
- WOLFE, J. A. (1964): Miocene Floras from Fingerrock Wash Southwestern Nevada.- Geological Survey Professional Paper, 454, N1-36, 22 figs., 4 tabs., 12 pls., Washington.

Anhang: Tabelle 1: Vollständiges Verzeichnis aller Taxa aus der Middlegate Flora

TABLE 1

Relations of Middlegate Species to Living Plants,
Arranged According to the Usual Habit of the Taxa

FOSSIL SPECIES	COMPARABLE LIVING SPECIES		
	WESTERN NO. AMERICA	EASTERN NO. AMERICA	EASTERN ASIA
TREES (36)			
<u>Conifers (10)</u>			
<i>Abies laticarpus</i>	<i>magnifica</i>		
<i>Abies scherri</i>	<i>bracteata</i>		
<i>Chamaecyparis cordillerae</i>	extinct (aff. <i>nootkatensis</i>)		
<i>Juniperus nevadensis</i>	<i>osteosperma</i>		
<i>Picea lahontense</i>			<i>polita</i>
<i>Picea sonomensis</i>	<i>breweriana</i>		<i>likiangensis</i>
<i>Pinus sturgisii</i>	<i>ponderosa</i>		
<i>Pseudotsuga sonomensis</i>	<i>menziesii</i>		
<i>Sequoiadendron chaneyi</i>	<i>giganteum</i>		
<i>Tsuga mertensioides</i>	<i>mertensiana</i>		
<u>Deciduous hardwoods (19)</u>			
<i>Acer middlegatensis</i>		<i>saccharinum</i>	
<i>Acer negundooides</i>	<i>negundo</i>	<i>negundo</i>	<i>henryi</i>
<i>Acer oregonianum</i>	<i>macrophyllum</i>		
<i>Acer scottiae</i>			<i>pictum</i>
<i>Acer tyrrelli</i>	<i>grandidentatum</i>	<i>saccharum</i>	
<i>Alnus largei</i>			<i>cremastogyne</i>
<i>Betula thor</i>	<i>papyrifera</i>	<i>papyrifera</i>	<i>japonica</i>
<i>Betula vera</i>		<i>lutea</i>	
<i>Diospyros oregonianum</i>		<i>virginiana</i>	<i>lotus</i>
<i>Fraxinus coulteri</i>	<i>oregona</i>	<i>americana</i>	
<i>Gymnocladus dayana</i>		<i>dioica</i>	
<i>Juglans nevadensis</i>	<i>californica</i>		
<i>Platanus dissecta</i>	extinct (aff. <i>racemosa</i>)		
<i>Platanus paucidentata</i>	<i>racemosa</i>		
<i>Populus bonhamii</i>	<i>balsamifera</i>	<i>balsamifera</i>	
<i>Populus cedrusensis</i>	<i>brandegeei</i>		

TABLE 1, cont.

COMPARABLE LIVING SPECIES			
FOSSIL SPECIES	WESTERN NO. AMERICA	EASTERN NO. AMERICA	EASTERN ASIA
Populus eotremuloides	hastata		adenopoda
Populus payettensis	angustifolia		
Populus pliotremuloides	tremuloides	tremuloides	
<u>Evergreen sclerophylls (7)</u>			
Arbutus prexalapensis	arizonica; others		
Cedrela trainii	mexicana		
Chrysolepis sonomensis	chrysophylla		
Lithocarpus nevadensis	densiflorus v. lanceolata		
Quercus hannibali	chrysolepis		
Quercus shrevoidea	shrevei		
Quercus simulata	extinct (aff. chrysolepis)		
SHRUBS/SMALL TREES (25)			
<u>Deciduous (17)</u>			
Acer nevadensis	diffusum		
Alnus harneyana	tenuifolia	incana	
Cercocarpus antiquus	betuloides aff.		
Cercocarpus eastgatensis	breviflorus		
Crataegus middlegatensis	chrysocarpa		
Crataegus pacifica			monogyna
Fraxinus millsiana	anomala		
Hydrangea ovatifolius			paniculata; heteromalla
Prunus moragensis	emarginata		
Robinia californica	neomexicana		
Salix owyheana	hookeriana	bebbiana	
Salix pelvica	melanopsis		
Salix storeyana	lemmonii; argophylla		

- cont.

TABLE 1, cont

FOSSIL SPECIES	COMPARABLE LIVING SPECIES		
	WESTERN NO. AMERICA	EASTERN NO. AMERICA	EASTERN ASIA
Salix venosiuscula	caudata		
Salix wildcatensis	lasiolepis		
Sorbus idahoensis	scopolina	americana	acuparia; pohuashanensis
Styrax middlegatensis	californica		
<u>Evergreen (8)</u>			
Ceanothus precuneatus	cuneatus		
Chrysolepis convexa	sempervirens		
Heteromeles sonomensis	arbutifolia		
Lyonothamnus parvifolius	extinct (aff. asplenifolius)		
Mahonia macginitiei	aquifolium; piperiana		
Mahonia reticulata	insularis		
Mahonia simplex			lomariifolia
Mahonia trainii	nervosa		
AQUATIC HERBACEOUS PERENNIALS (3)			
Equisetum alexanderi	spp.	spp.	spp.
Nymphaeites nevadensis	Nymphaea spp.		
Typha lesquereuxii	latifolia	latifolia	latifolia

Tafelerklärungen zu

***Picea opallios* GREGOR, FIEST & SEIDL nov. spec.**

**Das abgebildete Material aus der Coll. SEIDL liegt nun im Naturmuseum Augsburg
unter Eingangsnummer /2162**

Tafel 1

***Picea opallios* nov. spec. aus der Lee Mine im Virgin Valley, Nevada, USA, Mittel-
Miozän, Barstovian**

Fig. 1, 2: fast vollständiger Zapfen von beiden Seiten; NMA 2016-68/2162

Fig. 3, 4: von einem Mikromammalier stark abgenagter Zapfenrest (Eichhörnchen?); NMA
2016-69/2162

Fig. 5, 6: stark abraderter Zapfen von zwei Seiten; NMA 2016-71/2162

Fig. 7, 8: basales Ende eines Zapfens; NMA 2016-70/2162

Tafel 1



Tafel 2

***Picea opallios* nov. spec. aus der Lee Mine im Virgin Valley, Nevada, USA, Mittel-Miozän, Barstovian**

Fig. 1, 2: gut erhaltener Zapfen ohne apikales Ende, von zwei Seiten; NMA 2016-72/2162;
Holotypus

Fig. 3, 4: destruiertes Zapfen von zwei Seiten; NMA 2016-73/2162

Fig. 5, 6: Zapfenrest mit gut erhaltenen Schuppen, von zwei Seiten; NMA 2016-74/2162

Fig. 7, 8: Zapfenrest von zwei Seiten; NMA 2016-75/2162

Fig. 9: anpolierter Querschnitt eines Zapfens mit achatisierten Samenfächern; NMA 2016-76/2162

Tafel 2



Tafel 3

***Picea opallios* nov. spec. aus der Lee Mine im Virgin Valley, Nevada, USA, Mittel-Miozän, Barstovian**

Fig. 1, 2, 7: längsgeschnittener Zapfen ohne Spitze; NMA 2016-77/2162

Fig. 1: anpolierte Innenseite, NMA 2016-77b/2162

Fig. 2: von außen, mit abgebrochenen Schuppen, NMA 2016-77a/2162

Fig. 7: anpolierte Innenseite, NMA 2016-77a/2162

Fig. 3, 4: längsgeschnittener Zapfen, Spitze abgebrochen; NMA 2016-78/2162

Fig. 3: polierter Zapfen ohne Spitze

Fig. 4: abgebrochene Schuppen am Zapfen

Fig. 5, 6: dicklicher Zapfenrest mit fehlender Spitze; NMA 2016-79/2162

Fig. 5: abradierte Zapfenschuppen an Rest

Fig. 6: polierter Zapfen

Fig. 7: längsgeschnittener Zapfenrest; NMA 2016-77a/2162

Fig. 8: basales Ende eines Zapfens; NMA 2016-70/2162

Tafel 3



Tafel 4

***Picea opallios* nov. spec. aus der Lee Mine im Virgin Valley, Nevada, USA, Mittel-Miozän, Barstovian**

Fig. 1: anpolierter Querschnitt mit Zentralspindel und Samenfächern, NMA 2016-76/2162

Fig. 2, 5, 12, 13: abgebrochener Teil eines Zapfens mit Schuppen, NMA 2016-70/2162

Fig. 3, 4: achatisierter basaler Teil eines abgebrochenen Zapfens, NMA 2016-74/2162

Fig. 3: Vollsicht

Fig. 4: Vergrößerung

Fig. 5: Vergrößerung von Fig. 2 mit Einzel-Samen

Fig. 6: Mikroskopbild anpolierte Innenseite, NMA 2016-78/2162

Fig. 7: Spindel mit links und rechts gelegenen Samenfächern, NMA 2016-79/2162

Fig. 8: linke Seite mit Samenfächern, NMA 2016-79/2162

Fig. 9: einzelnes gut erhaltenes Samenfach mit Umrandung, NMA 2016-79/2162

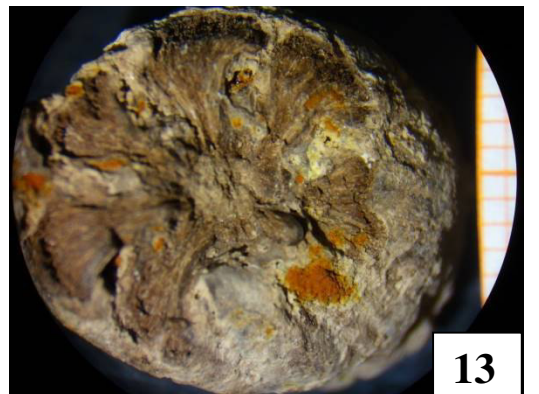
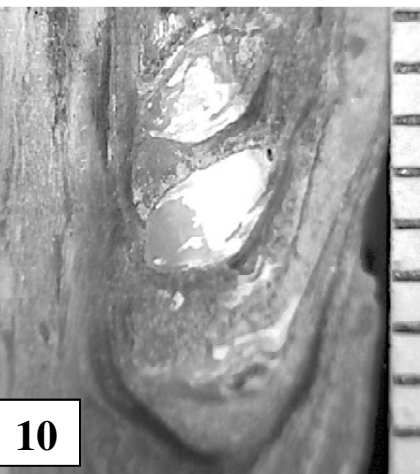
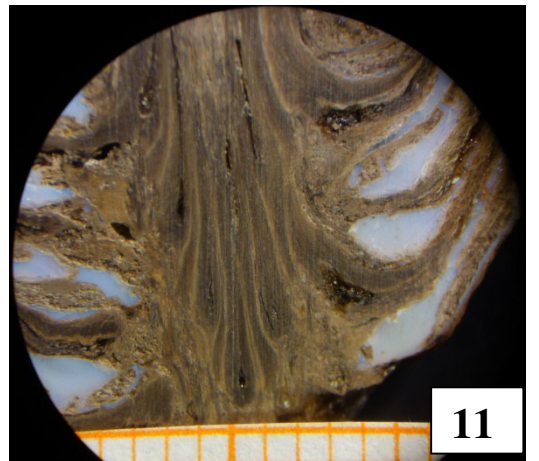
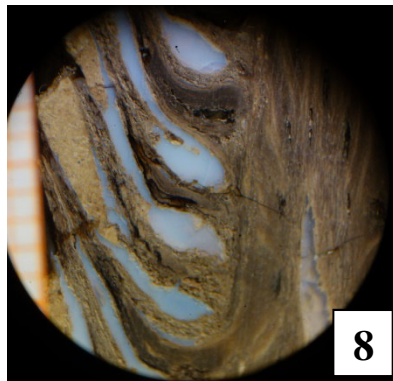
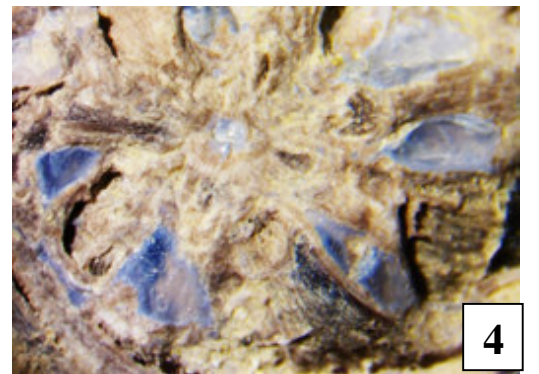
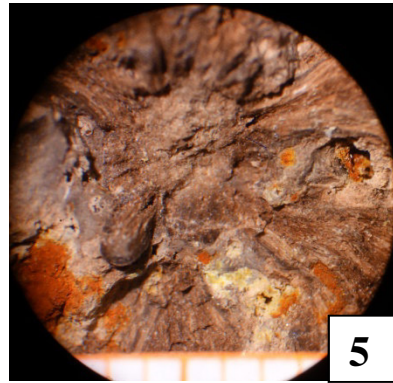
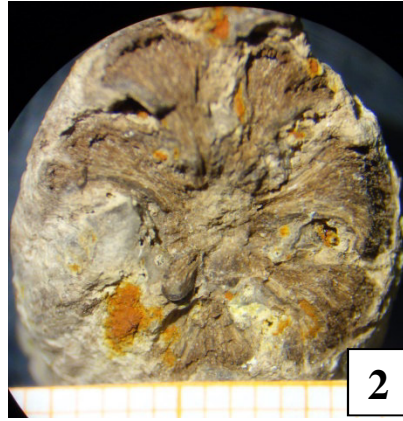
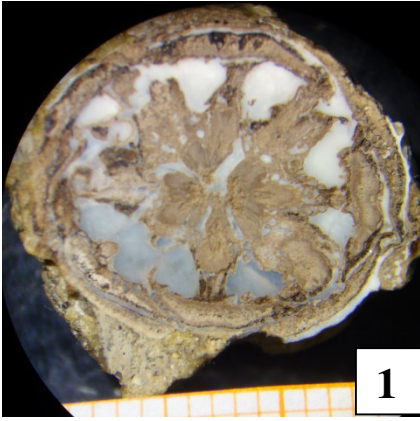
Fig. 10: zwei Samen im Auflicht, der untere mit Keimloch, NMA 2016-77a/2162

Fig. 11: Spindel mit beidseitigen Samenfächern achatisiert, NMA 2016-78/2162

Fig. 13: Zapfenschuppen um die Spindel, andere Beleuchtung, NMA 2016-70/2162

Fig. 12: gut erhaltener Samen im Fach, NMA 2016-70/2162

Tafel 4



Tafel 5

***Picea opallios* nov. spec. aus der Lee Mine im Virgin Valley, Nevada, USA, Mittel-Miozän, Barstovian**

Fig. 1, 2, 9 : lignitisierte Schuppen vom Zapfen, bei 1 und 2 vergrößert, NMA 2016-68/2162

Fig. 3, 4: Vergrößerung der enganliegenden Zapfenschuppe von Exemplar NMA 2016-74/2162

Fig. 5, 6: Zapfenschuppen von zwei Seiten des Exemplars NMA 2016-72/2162, Holotypus

Fig. 7, 8: gut erhaltene Zapfenschuppen mit deutlicher Struktur und gefranstem Rand, Breite der Schuppen ca. 10 mm, NMA 2016-72/2162, Holotypus

Fig. 9: teilweise destruierte Zapfenschuppen, lignitisiert, NMA 2016-68/2162

Fig. 10: einzelner weiß achatisierter Samen, NMA 2016-77a/2162

Fig. 11: Spindel mit Samenfächern, anpoliert, NMA 2016-77b/2162

Tafel 5

