

С.А. Сычева, С.Н. Седов, Л.А. Погосян,
Е. Соллейро-Реболledo

Этапы экстремального и оптимального развития ландшафтов Центральной Мексики за последние 40 000 лет



ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

РОССИЙСКИЙ НАУЧНЫЙ ФОНД

С.А. Сычева, С.Н. Седов, Л.А. Погосян,
Э. Соллейро-Реболledo

Этапы экстремального
и оптимального
развития ландшафтов
Центральной Мексики
за последние 40 000 лет

РНФ | Российский
научный
фонд

Москва
Медиа-ПРЕСС
2016

УДК 631.4
ББК 40.33
Э89

Ответственные редакторы *С.А. Сычева, С.В. Горячкин*

Рецензенты:

- А.А. Гольева*, ведущий научный сотрудник ФГБУН Институт географии РАН, доктор географических наук
А.В. Панин, доцент географического факультета МГУ, доктор географических наук
О.С. Хохлова, ведущий научный сотрудник ФГБУН Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения, доктор географических наук
В.П. Чичагов, главный научный сотрудник ФГБУН Институт географии РАН, доктор географических наук

Монография подготовлена при поддержке **Российского научного фонда** по проекту № 14-27-00133.

Сычева С.А., Седов С.Н., Погосян Л.А., Соллейро-Реболledo Э.

Э89 Этапы экстремального и оптимального развития ландшафтов Центральной Мексики за последние 40 000 лет: Геоморфолого-палеопочвенное исследование ландшафтов блока Тласкала и долины Теотиуакан. — М.: Медиа-ПРЕСС, 2016. — 160 с., 14 табл., 79 рис.

Монография печатается на основании решения ученого совета Института географии РАН.

Важной чертой природного процесса в Центральной Мексике в позднем плейстоцене и голоцене является неоднократная смена периодов устойчивого или оптимального развития ландшафтов, когда преимущественно формировались почвы, эпизодами нестабильности. Скорости морфолитогенных процессов в такие этапы были особенно высоки: в одних условиях накапливались породы, в других — происходила денудация почв и отложений, врезались овраги. Сложная направленно-ритмичная картина эволюции ландшафтов отражена в строении почвенно-седиментационных толщ. В монографии излагаются результаты исследования голоценовой и верхнеплейстоценовой толщ. Во второй половине позднего плейстоцена выделены две палеопочвы потепления в середине позднего плейстоцена около 38–26 тыс. л. н., две максимума последнего оледенения около 24–19 тыс. л. н. и две-три почвы позднеледниковья. Во второй половине позднего плейстоцена преобладали хвойные леса и формировались лувисоли, что отражает умеренные прохладные и влажные условия. Активизация рельефообразующих процессов приходится на 18–14 и 12–9 тыс. л. н. В голоцене (МИС 1) установлено проявление 2000-летней ритмичности почво- и рельефообразования. В оптимум голоцена (8–5 тыс. л. н.) были развиты наиболее гумусированные и плодородные почвы. Они отражают теплые и влажные условия — оптимальные для почвообразования. Период 4,3–2,3 тыс. л. н. был весьма динамичным для развития ландшафтов и их компонентов: геоморфологические условия менее стабильные, климат более прохладный и периодически засушливый. Для 4,2 тыс. л. н. фиксируется эпизод сильной засухи. После 2300 лет ведущую роль в развитии ландшафтов приобрел антропогенный фактор.

Монография хорошо иллюстрирована фотографиями и рисунками, выполненными С.А. Сычевой (кроме отдельно указанных), содержит обширный список литературы. Она будет интересна и полезна не только специалистам: палеопочвоведом и геоморфологам, — но и ученым смежных дисциплин, в том числе археологам и историкам, а также аспирантам и студентам географических и геологических специальностей.

ISBN 978-5-901003-29-9

УДК 631.4

ББК 40.33

- © Авторы: С.А. Сычева, С.Н. Седов, Л.А. Погосян, Э. Соллейро-Реболledo, 2016
© Институт географии РАН, 2016
© Оформление ООО «Медиа-ПРЕСС», 2016

INSTITUTE OF GEOGRAPHY OF RUSSIAN AKADEMY OF SCIENCES

THE RUSSIAN SCIENCE FOUNDATION

S.A. Sycheva, S.N. Sedov, L.A. Pogosyan,
E. Solleiro-Rebolledo

Stages of extreme
and optimal development
of Central Mexico
landscapes over last
40 000 years



Moscow
Media-PRESS
2016

Responsible editors: *S.A. Sycheva, S.V. Goryachkin*

Referees:

The senior lecturer of Geographical faculty of Moscow State University, doctor of geographical sciences *A.V. Panin*

Leading researcher of the Institute of geography RAS,
doctor of geographical sciences *A.A. Golyeva*

Leading researcher at Institute of physicochemical and biological problems in Soil science, doctor of geographical sciences *O.S. Khokhlova*

The main scientific employee of Institute of Geography RAS,
doctor of geographical sciences *V.P. Chichagov*

A monograph prepared with the support of **Russian Science Foundation**
project no. 14–27–00133.

Sycheva S. A., Sedov S. N., Poghosyan L. A., Solleiro-Rebolledo E.

The phases of extreme and optimal development of the landscape of Central Mexico over the past 40 000 years: Geomorphological-stratigraphic study of the landscape Block Tlaxcala and the valley of Teotihuacan. — M., Media-PRESS, 2016. — 160 p.

Multiple alternations of the periods of optimal landscape development when predominantly soil formation took place and the episodes of instability comprise a prominent feature of the natural history of Central Mexico in the late Pleistocene and the Holocene. The rates of geomorphic and sedimentary processes during these episodes were extremely high: in some sites deposits accumulated, in the other – erosion of soils and sediments as well as gully incision took place. A complex mosaic of trends and rhythms (cycles) of landscape evolution was recorded in the structure of the soil-sedimentary sequences. The results of investigations of the Pleistocene and the Holocene strata are presented in this monograph. Two paleosols corresponding to the warming in the middle of the Late Pleistocene 38–26 ka BP, two paleosols belonging to the last Glacial maximum 24–19 ka BP and two/three Late Glacial paleosols were identified. In the second half of the Late Pleistocene Luvisols developed under coniferous forests, that reflects cool humid paleoclimatic conditions. Acceleration of geomorphic processes took place within the intervals 18–14 and 12–9 ka BP. In the Holocene the evidences of the 2000 yr rhythm of soil and relief development were detected. Most humus rich and fertile soils were developed during the Holocene optimum (8–5 ka BP). They reflect warm and moist climatic conditions optimal for pedogenesis. The period 4,3–2,3 ka BP was quite dynamic concerning development of landscapes and their components: less stable conditions prevailed with cooler periodically dry climate. The episode of strong drought is identified 4,2 ka BP. After 2300 yr. BP human impact became the leading factor in the landscape development.

The monograph is richly illustrated by photos and drawings made by the authors and contains an extensive reference list. It will be interested not only to the geoscientists but also to the specialists in the neighbouring areas, especially to archaeologists and historians, as well as to students.

ISBN 978-5-901003-29-9

© Authors: S.A. Sycheva, S.N. Sedov, L.A. Poghosyan, E. Solleiro-Rebolledo, 2016
© The Institute of geography of Russian Academy Science, 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Сычева С.А.</i>	9
Глава 1. Современные ландшафтно-климатические факторы.	
<i>Седов С.Н., Сычева С.А., Погосян Л.А.</i>	15
1.1. Климат	15
1.2. Вулканизм	16
1.3. Тектоника	16
1.4. Основные ландшафты и формы рельефа	16
1.5. Современные почвы, тепетате и эрозия почв	17
1.6. Растительность и биологическое разнообразие	20
1.7. История использования ландшафтов	21
Глава 2. История ландшафтов и климата по разным геологическим архивам. <i>Седов С.Н., Сычева С.А., Погосян Л.А.</i>	23
2.1. Ледниковые архивы	23
2.2. Озерные летописи	27
2.3. Палеопочвенные архивы.	30
2.4. Сопоставление палеопочвенных и озерных летописей	39
2.5. Флювиальные архивы	40
Глава 3. Районы, объекты и методы исследования. <i>Сычева С.А.</i>	42
3.1. Ключевой участок Тлалпан (блок Тласкала)	42
3.2. Ключевой участок Сан-Пабло (долина Теотиуакан)	44
3.3. Объекты исследования	44
3.4. Методы исследования	46
3.4.1. Рекогносцировочные маршруты.	46
3.4.2. Изучение опорных разрезов	47
3.4.3. Геолого-геоморфологическое профилирование с элементами картографирования в Тлалпане.	47
3.4.4. Геолого-геоморфологическое и палеопочвенное исследование в Сан-Пабло	48
3.4.5. Изучение катен и фациальных сопряжений	49
3.4.6. Пространственно-временные корреляции	49
3.4.7. Реконструкции палеоэкологических условий и этапов развития ландшафтов	50
Глава 4. Исследование ключевого участка Тлалпан. <i>Сычева С.А.</i>	51
4.1. Морфологические и физико-химические характеристики опорного разреза Тлалпан (<i>с участием Седова С.Н., Соллейро-Реболодо Э.</i>)	51
4.2. Геолого-геоморфологическое профилирование и стратиграфия	54
4.2.1. Барранки Тлалпан и Старая	54
4.2.2. Молодая барранка	55
4.2.3. Барранка Бибуса	62
4.3. Разрезы голоценовых отложений	67
4.3.1. Разрез 5/03 «Корабль»	70
4.3.2. Разрезы низовья барранки Тлалпан	75
4.3.3. Разрезы барранки Концепсион	76

Глава 5. Интерпретация материалов изучения ключевого участка	
Тлалпан. Сычева С.А., Седов С.Н.	78
5.1. Основные типы палеопочв и поверхностных отложений.	78
5.2. Локальные пространственно-временные корреляции.	83
5.2.1. Корреляция позднеплейстоценовой части разрезов.	84
5.2.2. Корреляция голоценовых разрезов.	85
5.3. Эволюция ландшафтов ключевого участка Тлалпан.	87
5.3.1. Формирование озерец.	88
5.3.2. Морфология и продольный профиль барранок.	91
5.3.3. Дальность и темпы переноса аллювиально-коллювиального материала.	96
5.3.4. Причины и механизм ускоренной эрозии.	96
5.3.5. Этапы развития барранок.	98
5.3.6. Последовательность природных событий за последние 40000 лет.	99
Глава 6. Эволюция ландшафтов долины Теотиуакан. Сычева С.А., Соллейро-Реболодо Э., Седов С.Н.	101
6.1. Трансекта через долину Теотиуакан: голоценовые почвы и отложения. . .	101
6.2. Позднеплейстоценовые почвенно-тепетатные толщи, палеоврезы и палеокатены.	108
6.3. Обсуждение материалов исследования.	113
6.3.1. Голоценовые палеопочвы.	113
6.3.2. Позднеплейстоценовые палеопочвы, палеокатены и палеоврезы. . .	114
6.4. История развития ландшафтов долины.	117
6.4.1. Возраст палеопочв в долине и на склоне вулканов.	117
6.4.2. Основные этапы развития ландшафтов долины Теотиуакан. . .	119
6.4.3. Палеоландшафтные и палеоклиматические реконструкции. . .	121
6.5. Тренды и циклы развития ландшафтов.	122
Глава 7. Эволюция и ритмика ландшафтов Центральной Мексики за последние 40 000 лет. Сычева С.А., Седов С.Н.	124
7.1. Педостратиграфия позднего плейстоцена (40–10 тыс. лет назад). . .	125
7.2. Педостратиграфия голоцена (10 000–0 лет назад).	128
7.3. 2000-летняя ритмичность почво- и рельефообразования в голоцене. .	130
7.4. Корреляции с данными по другим территориям.	136
Выводы. Сычева С.А.	143
1.1. Методические.	143
1.2. Методологические.	143
1.3. Стратиграфические.	144
1.4. Палеоэкологические.	144
Заключение. Сычева С.А.	146
Список литературы.	147
Abstract.	156
Некоторые термины и сокращения.	158
Благодарности.	

CONTENTS

Introduction. <i>Sycheva S.A.</i>	9
Chapter 1. Modern landscape and climatic conditions. <i>Sedov S.N., Sycheva S.A., Pogosyan L.A.</i>	15
1.1. Climate	15
1.2. The volcanism	16
1.3. Tectonics	16
1.4. The basic landscapes and landforms.	16
1.5. Modern soil, tepetate and soil erosion	17
1.6. Vegetation and biological diversity	20
1.7. The history of use of landscapes	21
Chapter 2. History of landscapes and climate at different geological archives. <i>Sedov S.N., Sycheva S.A., Pogosyan L.A.</i>	23
2.1. Glacial archives	23
2.2. Lacustrine archives	27
2.3. Paleopedological archives	30
2.4. Comparison of paleopedological and lacustrine records.	39
2.5. Fluvial archives	40
Chapter 3. Areas, objects and methods. <i>Sycheva S.A.</i>	42
3.1. The key area of Tlalpan (Block Tlaxcala)	42
3.2. The key area in San Pablo (the valley of Teotihuacan)	44
3.3. The objects of study.	44
3.4. Research methods.	46
3.4.1. Prospection routes	46
3.4.2. Study and reference sections.	47
3.4.3. Geological-geomorphological profile by mapping elements in Tlalpan	47
3.4.4. Geological-geomorphological and stratigraphic study in San Pablo.	48
3.4.5. The study of facies and catenary sequences	49
3.4.6. Spatio-temporal correlations.	49
3.4.7. Reconstruction of paleoenvironmental conditions and stages of landscape development.	50
Chapter 4. The study of the key area of Tlalpan. <i>Sycheva S.A.</i>	51
4.1. Morphological and physico-chemical characteristics of the reference section Tlalpan (with <i>Sedov S.N., Solleiro-Rebboledo E.</i>)	51
4.2. Geological-geomorphological profiling and stratigraphy	54
4.2.1. The Barranca Tlalpan and Old	54
4.2.2. Young Barranca	55
4.2.3. The Barranca of Bibus	62
4.3. Sections of Holocene deposits.	67
4.3.1. Section 5/03 «Ship»	70
4.3.2. Sections of the lower reaches of the Barranca Tlalpan.	75
4.3.3. Sections of the Barranca Concepcion.	76

Chapter 5. Interpretation of the data of the key area of Tlalpan. Sycheva S.A., Sedov S.N.	78
5.1. The main types of paleosols and surface sediments.	78
5.2. Local spatial-temporal correlations	83
5.2.1. Correlation of the late Pleistocene part of the cuts.	84
5.2.2. Correlation of the Holocene sections.	85
5.3. The evolution of the landscape key area of Tlalpan.	87
5.3.1. The formation Ozerets of small lakes	88
5.3.2. Morphology and longitudinal profile of barrankas.	91
5.3.3. The range and rate of migration of the alluvial-colluvial material.	96
5.3.4. Causes and mechanism of accelerated erosion.	96
5.3.5. The stages of development of barrankas.	98
5.3.6. The sequence of natural events over the last 40,000 years	99
Chapter 6. The evolution of the landscapes of the valley of Teotihuacan. Sycheva S.A., Solleiro-Rebboledo E., Sedov S.N.	101
6.1. Transect through the valley of Teotihuacan: the Holocene soils and sediments.	101
6.2. Late Pleistocene soil-tepetate strata of the incised valley was and paleobotany	108
6.3. Discussion of research materials.	113
6.3.1. Holocene paleosols	113
6.3.2. Late Pleistocene paleosols, paleocatena and incised valley.	114
6.4. Stages and processes of development of the landscapes of the valley	117
6.4.1. Landscape forming processes	117
6.4.2. Stages in the development of landscapes.	119
6.4.3. Paleolandscape and paleoclimatic reconstruction	121
6.5. Trends and cycles in the development of landscapes.	122
Chapter 7. The evolution and rhythm of the landscapes of Central Mexico during the last 40 000 years. Sycheva S.A., Sedov S.N.	124
7.1. Pedomorphology of the late Pleistocene (40–10 thousand years BP).	125
7.2. Pedomorphology of the Holocene (10000–0 years BP)	128
7.3. 2000-year-old soil- and morphogenesis during the Holocene	130
7.4. Correlation with data from other territories.	136
Conclusions. Sycheva S.A.	143
1.1. Methodic	143
1.2. Methodology	143
1.3. Stratigraphy	144
1.4. Paleoecology	144
Finish conclusions. Sycheva S.A.	146
Literature	147
Abstract	156
Glossary of terms and abbreviations	158
Gratitude	159

ВВЕДЕНИЕ

Ландшафты и их компоненты: растительность, почвы, рельеф, отложения чутко реагируют на климатические сигналы, что отражается в разнообразных природных (геологических) записях. Одними из наиболее важных таких архивов на суше являются лессово-почвенные и другие почвенно-седиментационные толщи (Величко и др., 1997; Сычева, 2003, 2006; Antoine et al., 1999, 2001; Bibus, 1999; Bronger, 2003; Haesaerts, Mestdagh, 2000; Frechen et al., 1999; Mananey et al., 1993; Paere et al., 1990; Pecsí, 1992; Rousseau et al., 2013; Sedov et al., 2007, 2009; Terhorst et al., 2001 и др.). Не в меньшей степени на климатические и другие изменения условий природной среды реагируют формы рельефа (Косов, 1962; Дедков и др., 1977; Васильев, 1980; Бутаков, 1986; Тимофеев, 1988 и др.). Это проявляется в их строении, текстурных особенностях заполняющих отложений, изменениях трендов и скоростей морфолитогенных процессов, характере сочетания их с педогенезом (Сычева, 2008).

Морфолитогенез и педогенез являются процессами-антагонистами. Высокие скорости рельефообразующих процессов создают экстремальные (седиментоэкстремальные, по С.В. Горячкину [2015]) условия для почвообразования и подавляют их. В оптимальных условиях для почвообразования морфолитогенные процессы замедляются и ограничиваются узколокальными участками (крутыми склонами, днищами депрессий). Морфолитогенез включает два блока взаимосвязанных в пространстве и времени процессов: уничтожение и накопление пород; создание новых форм рельефа, преобразование и/или исчезновение предыдущих. Сочетания трех групп процессов (педогенеза, аккумуляции и денудации отложений) образуют сложные почвенно-седиментационные толщи, служащие банком данных об истории взаимодействия этих процессов, эволюции ландшафтов и климатов на суше.

В монографии излагаются результаты комплексного палеоландшафтного (геоморфолого-палеопочвенного) исследования двух ключевых участков, которые характеризуют основные типы ландшафтов Центральной Мексики: Тлалпан (блок Тласкала) — пример нагорного плато с многочисленными склонами и барранками (линейными эрозионными формами — оврагами на склонах вулканов) и Сан-Пабло (долина Теотиуакан) — пример сниженной местности — межгорной котловины, ограниченной со всех сторон склонами и небольшими вулканами (рис. 1, А, Б, вкладка).

На тектоническом блоке Тласкала в Мексиканском нагорье, взаимодействие трех ведущих групп ландшафтоформирующих процессов привело к образованию педо-тепетатных толщ, где древние почвы чередуются с отвердевшими породами склоново-пирокластического генезиса (тепетате) и/или рыхлыми породами склонового, аллювиального и озерного генезиса. Здесь высока роль денудационных процессов, в результате чего почвенно-седиментационные архивы этих ландшафтов разнообразны и отрывочны. Собирая «мозаику» из локальных записей, мы попытались воссоздать цельную и детальную картину изменения климата и природной среды со второй половины позднего плейстоцена и в голоцене для такого крупного и важного региона тропического пояса, как Мексиканское нагорье.

Активная тектоническая и вулканическая деятельность, высокая гравитационная энергия рельефа (высота над уровнем океана — 2500–2700 м, превышение над местными базисами эрозии достигает 400 м), особые свойства пород, длительное сельскохозяйственное (около 4500 лет) и другого рода использование ландшафтов Центральной Мексики благоприятствуют развитию в настоящее время усиленных процессов эрозии. Эрозионные процессы настолько интенсивны, что сформировали густую сеть линейных форм — многочисленных оврагов (барранок), в результате сноса плодородных почв обнажили твердые слои пород (тепетате) и тем самым создали бесплодные земли (бедленды) (рис. 2, вкладка).

В благоприятном по климатическим показателям регионе даже в межледниковье (в голоцене) периодически возобновлялись экстремальные условия для почвообразования. В настоящее время широкое распространение процессов ускоренной плоскостной

и линейной эрозии, приводящих к повсеместному образованию барранок и созданию на поверхности чехла твердых поверхностных пород (тепетате), практически неподдающихся сельскохозяйственной обработке, создает весьма острые проблемы для населения в возвышенных местностях Центральной Мексики. В результате этих процессов повсеместно имеет место лоскутность пригодных для обработки полей, перемежающихся с участками бедлендов.

Проявление ведущих ролей почвообразующих и рельефообразующих процессов разделено во времени, что запечатлено в почвенно-седиментационных последовательностях. Почвенные уровни отражают длительные периоды устойчивого (оптимального) развития ландшафтов с сомкнутым растительным покровом и сплошным почвенным чехлом. Поверхностные породы, сформированные высокими скоростями седиментогенеза, эрозионные границы, перерывы в осадконакоплении характеризуют экстремальные эпохи в развитии почв и ландшафтов, резкие и частые изменения палеоэкологических условий и даже катастрофические события.

Фазы устойчивого и экстремального развития почв и ландшафтов обусловлены различными факторами, главными из которых, как показало проведенное исследование, являются климатические изменения разного иерархического ранга. Разнопериодные климатические ритмы имеют как глобальный, так и региональный и локальный характер, проявляясь в разных по пространственному размеру ландшафтах, от планеты до урочищ.

Помимо ведущей роли климата важными ландшафтоформирующими факторами в горных и сейсмоактивных территориях, в том числе и в Трансмексиканском вулканическом поясе (ТМВП), являются вулканизм (извержения различного рода) и тектоника (как медленные, так и быстрые подвижки земной коры).

С началом освоения ландшафтов — сведения лесов и уничтожения естественной растительности с помощью огня и топора, чрезмерного выпаса домашних животных, а также распашки склонов, строительства дорог, каналов, городов, возведения фортификационных и гидротехнических сооружений — антропогенный фактор сравнялся с природными факторами в развитии ландшафтов Мексиканского нагорья. В ряде случаев он даже

стал выходить на первое место, вызывая дестабилизацию ландшафтов, приводя к длительным засухам, селям и другим катастрофическим явлениям.

В межгорных котловинах и долинах рек преимущественно развиты аккумулятивные озерные и аллювиальные ландшафты. Но и здесь взаимодействие денудации, аккумуляции и почвообразования создает своеобразие природных архивов. Ключевой участок Сан-Пабло в долине Теотиуакан является примером сниженной местности — межгорной котловины, по днищу которой протекает река Сан-Пабло. Такая местность является собирателем и накопителем наиболее достоверных и детальных записей палеоклиматических изменений, происходивших в позднем плейстоцене и голоцене, это своего рода ловушка для сбора геологической информации. Проведя комплексные исследования палеопочв, форм рельефа и поверхностных отложений во всем водосборе, здесь можно получить непрерывные последовательности записей природных событий, без существенных хиатусов, где информация утеряна из-за преобладания денудационных процессов.

Целью нашего исследования является реконструкция климата и истории развития ландшафтов Центральной Мексики (Тласкальского блока и долины Теотиуакан) в позднеледниковье и голоцене с элементами более широкого временного охвата — за последние 40 000 лет.

Задачи:

1) определить тренды, динамику и темпы развития форм рельефа, почв и поверхностных отложений в двух ключевых участках: Тлалпан (блок Тласкала) и Сан-Пабло (долина Теотиуакан);

2) на основе ^{14}C -датирования палеопочв, тепетат, коллювия установить основные этапы эволюции ландшафтов (фазы устойчивого оптимального и экстремального развития);

3) реконструировать палеоэкологическую обстановку выделенных этапов;

4) определить основные механизмы ландшафтных перестроек.

Предлагаемая монография состоит из введения, семи глав, заключения и списка литературы.

В первой главе рассматриваются климат, вулканизм, тектоника, основные ландшафты и формы рельефа Центрально-Мекси-

канского нагорья, современные почвы, тепетате и эрозия почв; растительность и биологическое разнообразие, а также история использования ландшафтов.

Во второй главе дан обзор по геологическим архивам, сохраняющим изменения ландшафтов и климата: ледниковым, озерным, палеопочвенным и флювиальным. Проведено сопоставление палеопочвенных и озерных летописей, показаны некоторые различия при трактовке климата максимума последнего оледенения.

В третьей главе охарактеризованы объекты исследования ключевых участков Тлалпан (блок Тласкала) и Сан-Пабло (долина Теотиуакан). Рассмотрены методы исследования: изучение опорных разрезов с радиоуглеродным датированием, геолого-геоморфологическое; изучение катен и фациальных сопряжений, а также пространственно-временные корреляции и реконструкции палеоэкологических условий и этапов развития ландшафтов.

Четвертая глава посвящена результатам исследований ключевого участка Тлалпан: изучению почвенно-тепетатных толщ в опорном разрезе; геолого-геоморфологическому обследованию барранок Тлалпан, Молодая, Бибуса; изучению голоценовых отложений и почв склонов и террас барранок Тлалпан и Копсеписон.

В пятой главе дана интерпретация материалов изучения этих объектов. Показаны типы наиболее распространенных почв, отложений и их сочетаний — циклитов; описана морфология и объяснен механизм образования барранок, малых водоемов (озерца) на склонах, показана их роль в образовании глеево-карбонатных слоев; прослежено поведение педостратиграфических горизонтов по рельефу; обнаружены и описаны палеоврезы во всех изученных барранках. Определены этапы устойчивого развития ландшафтов — одновременные палеопочвы в отложениях склонов и заполнениях палеоврезов. Реконструированы несколько этапов экстремального развития ландшафтов и почв, связанных с заложением и ускоренным заполнением древних оврагов разных генераций; определены их временные рубежи. В развитии голоценовых ландшафтов представлены ритмичные смены устойчивых состояний (образование почв) и экстремальных, неустойчивых — заложение новых врезов, накопление различных литологических фаций, в основном аллювия и коллювия.

Шестая глава посвящена изучению форм рельефа, поверхностным отложениям, позднеплейстоценовым и голоценовым почвам долины Теотиуакан. Реконструированы этапы эволюции ландшафтов, включающие благоприятные периоды для развития палеопочв и экстремальные — стадии заложения новых врезов или наследования предыдущих этапов врезания. Установлено, что наивысшая активизация морфолитогенных процессов, как и в другом ключевом участке — Тлалпан, приходилась на позднеледниковье.

Седьмая глава посвящена эволюции и ритмике ландшафтов Центральной Мексики за последние 40 000 лет. Обоснована ведущая роль в формировании ландшафтов климатических изменений — ритмов разной иерархии и общего тренда (от потепления в МИС 3 к максимуму ледниковья и позднеледниковью — МИС 2, к новому межледниковью — МИС 1). На протяжении последних 10 300 лет отмечены семь стадий замедления эрозионных процессов и формирования почв в аккумулятивных условиях. Прерывистость почвообразования в межледниковье — голоцене связана с откликом рельефообразующих процессов на изменение экологических условий на водосборах вследствие краткопериодных климатических ритмов.

ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННЫЕ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ.

1.1. Климат

Мексика лежит между 32° и 16° северной широты, 115° и 82° восточной долготы в субтропическом и тропическом климатических поясах (рис. 1 А, Б, вкладка). Климат страны настолько разнообразен, что здесь есть и тропические леса на юге и пустыни на севере, хвойные леса в высокогорьях и ледники, покрывающие вулканы ТМВП. Высота местности и экспозиция склонов, а также широта, играют значительную роль в климатической обстановке (Mosiño Alemán, García, 1974). Отличительная черта климата — высокие температуры и чередование влажного и сухого сезонов. Климат Мексики определяется тремя основными параметрами: пассаты, субтропический пояс высокого давления и западный перенос ветров, который обеспечивает сухой сезон зимой практически во всей стране. Дождевой сезон приурочен преимущественно к летним месяцам (с апреля по октябрь) и контролируется главным образом сезонным перемещением Внутритропической зоны конвергенции.

В течение зимнего времени Мексика подвергается влиянию субтропического пояса высокого давления, который является причиной сухой погоды. В Уэйетлиране [García, 2004], который расположен около 3 км восточнее барранки Тлалпан, ежегодные осадки составляют 851 мм, средняя температура 13,4 °С. Основное количество осадков выпадает с мая по октябрь. Современный климат — теплый, гумидный, субтропический (Mosiño Alemán, García, 1974). Одна из загадок изучаемой территории — ландшафты и их компоненты: почвы и растительность отражают не гумидные, а засушливые условия антропогенной саванны. Это, по-видимому, связано с высокой степенью эрозионного расчленения рельефа, вода, несмотря на обильные атмосферные осадки, не удерживается в ландшафте, и в том числе в почвах, а стремительно уносится как вертикальными, так и главным образом латеральными потоками.

1.2. Вулканизм

Трансмексиканский вулканический пояс (ТМВП) берет свое начало в олигоцене и включает две фазы активизации в своем развитии (Moran Zenteno, 1984). Первая фаза относится к олигоцену и миоцену, вторая — к плиоцену и четвертичному периоду. Такие крупнейшие вулканы Мексики, как Пико-де-Орисаба, Попокатепетль, Истаксиуатль (рис. 3, 4, вкладка) и др., хотя и имеют индивидуальную историю, образовались в последнюю плиоцен-четвертичную вулканическую фазу (Ferrusquia-Villafranca, 1993). Слои тефры имеют даты 9,2–4,6 млн л. н. (Erfa et al., 1997).

С вулканизмом тесно связаны труднореконструируемые проявления движений земной коры.

1.3. Тектоника

В долине рек Пуэбло-Гласкала тектоника активизировалась в течение второй вулканической фазы (Ferrusquia-Villafranca, 1993). Тогда были созданы многие из грабенов, сформировались депрессии, где возникли озера, заполненные в дальнейшем слоистыми отложениями. Четко выраженная слоистость связана с разной скоростью осадконакопления, обусловленной климатической обстановкой, и включает слои пепла.

И хотя вулканическая активность в течение плейстоцена детально не изучена, уверенно можно констатировать, что подъем блока Гласкала произошел почти одновременно с вулканическим событием, так как озерные отложения плиоценового возраста перекрыты лавовым потоком.

Андезитовые лавы вскрываются эрозией в разных местах Центрального вулканического плато, в том числе в барранке Бланка. Лавовый поток в этой барранке датирован калий-аргоновым методом — 2,4 млн л. н. (Sedov et al., 2009). Лавы лежат ниже Красной толщи, развитой в основании педо-тепетатного профиля, представленного также в районе исследования (опорный разрез Тлалпан). Они обнаружены нами в днище барранки Консепсион — главной эрозионной артерии, к которой относится и барранка Тлалпан.

1.4. Формы рельефа и основные ландшафты

На Центральном Мексиканском плато определяющее положение в рельефе занимают вулканы. Наиболее крупные из них, ко-

торые непосредственно можно наблюдать в районе исследования: Попокатепетль (5465 м), Истаксиуатль (5286 м) (оба со снежными вершинами) и Малинче (4461 м) (см. рис. 3, 4, вкладка). Но основная роль на плато принадлежит небольшим моногенным (однократно извергавшимся) вулканам, хаотично разбросанным на местности (рис. 5, вкладка). Их высота — 2500–2700 м определяет максимальную высоту Тласкальского тектонического блока. В настоящее время на вершинах многих из малых вулканов расположены поселения и проложены автомобильные трассы.

Межвулканские котловины заняты пересыхающими речными долинами (рис. 6, вкладка) и редкими замкнутыми водоемами (в основном пойменными озерами). Некоторые из них рукотворные — пруды и водохранилища. К ним со всех сторон спускаются склоны с редкими сохранившимися участками лесов и саванн, а в основном занятые агроценозами — антропогенной саванной (рис. 7, вкладка). Склоны являются преобладающим элементом рельефа, их доля составляет не менее 80–90 %. Они нарушены многочисленными линейными эрозионными формами (барранкос) — оврагами разного размера и сложности, в местной терминологии — барранками (рис. 8, вкладка). Конусы выноса барранок в отдельные периоды усиления эрозии создавали естественные плотины и способствовали образованию озерца (донные барраночные озерца). Кроме того, при усилении плоскостной эрозии на разных уровнях склонов (на площадках с обнаженными тепетатами) создавались небольшие впадины, которые во влажные периоды заполнялись водой (склоновые небольшие озера или озерца, рис. 9, А, вкладка). Вероятно, население с первых этапов заселения могло поддерживать и создавать подобные хранилища водных ресурсов, обваловывая берега водоемов. В настоящее время можно наблюдать остатки таких озерца, обвалованных со стороны падения склона, на высоких уровнях рельефа, как правило, в населенных пунктах (рис. 9, Б, вкладка).

1.5. Современные почвы, тепетате и эрозия почв

Г. Вернер с коллегами (Werner, Lückoff, Moll, 1988) закартировали современный почвенный покров блока Тласкала, где главным образом показали ведущую роль камбисолей (рис. 10, А-Е вкладка). Камбисоли дифференцированы на горизонты А-АВ-В, содер-

жат меньше 30 % глины, некоторые из них имеют вертикальные признаки — клиновидную форму агрегатов и сликенсайды. На изучаемом пространстве преимущественно распространены вертикальные и дуриковые камбисоли. Дуриковые камбисоли имеют твердый подповерхностный горизонт, цементированный аморфным кремнеземом. Распространены также лептосоли андик — слабообразованные почвы на вулканической лаве — и андосоли — почвы на вулканическом пепле. В окрестностях некоторых барранок присутствуют флювиосоли, сформированные на аллювиальных и озерных осадках (рис. 10, А-Е вкладка).

Современные почвы в районе барранки Тлалпан могут быть классифицированы как антросоли, так как часто включают керамику в верхних 20–25 см и используются в сельском хозяйстве с давних времен. Горизонты, расположенные ниже, показывают начальные проявления почвообразующих процессов, таких, как перемещение глины и формирование почвенной структуры.

Поверхностные почвы на блоке Тласкала испытывают сильное влияние тектонического подъема и человеческой деятельности. Высокая энергия рельефа вследствие глубокого расчленения плато (разница высот водоразделов с долиной Пуэбло — Тласкала составляет около 400 м) и малое проективное покрытие поверхности растительностью способствует сильной эрозии почвенного покрова (Aeppli, 1973). Эппли полагает, что затверждение дуриковых камбисолей является результатом обнажения подпочвенных горизонтов, обогащенных кремнеземом, в результате эрозии.

Хотя почвенная эрозия и формирование оврагов в Центральной Мексике широко известная проблема, но исследований проведено мало. Формирование барранок связывают с текстурой пахотных слоев и свойствами подповерхностных твердых горизонтов почв — тепетате (рис. 11, А, Б вкладка). Проницаемые горизонты, такие, как тепетате, пирокластические породы, наименее чувствительны к почвенной эрозии до тех пор, пока вода не пропитает их, затем они быстро разрушаются.

Термин «тепетате» отсутствует во всех официальных почвенных классификациях, это слово взято из науатля, языка ацтеков, и переводится как «каменная кровать» (Gama-Castro, Solleiro-Rebolledo et al., 2007). В Мексике этим словом называют широкую группу твердых, плотных или цементированных горизонтов, од-

нако чаще всего это подповерхностный уплотненный горизонт (рис. 12, А-С вкладка), сформированный на вулканических отложениях. В Центральной Мексике они встречаются на территории размером около 30 700 км² (Zebrowski, 1992).

По классификации рабочей группы WRB (IUSS, 2006) они относятся к дуриковому либо фраджиковому горизонтам (фраджипен и дурипен в Soil Taxonomy (Soil ..., 2010), и чаще всего расположены в нижней части профиля лювисолей, камбисолей, вертисолей либо других почв с хорошо развитым профилем, представляя собой горизонты ВС и С.

Присутствие тепетате в почвенном профиле ограничивает рост корней и препятствует вертикальному току влаги за счет высокой плотности и низкой порозности этого горизонта. Таким образом, в профиле превалирует латеральный ток влаги, что способствует быстрому развитию эрозии. Если вышележащие горизонты А и Вt в достаточной мощности, то они могут обеспечить необходимые для роста растений влажность, запас органического вещества и пространство для роста корней. Однако в том случае, когда появляется фактор, способствующий развитию эрозии, как, например, удаление естественного растительного покрова, культивация, распашка, верхние почвенные горизонты очень быстро уничтожаются и тепетате оказываются на поверхности (рис. 11, вкладка). В результате развиваются бедленды с очень низкой плодородностью и практически не поддающиеся рекультивации (Gama-Castro, Solleiro-Rebolledo et al., 2007).

Несмотря на то, что тепетате при отсутствия вторичных карбонатов относятся к фраджипенам и дурипенам, происхождение их высокой плотности в большинстве случаев связывают с цементацией аморфным кремнеземом (Campos, Dubroeuq, 1990; Dubroeuq, 1992; Quantin, 1992; Poetsch, 2004). Кратко и в то же время убедительно эта модель представлена в работе Г. Милиха (Miehlich, 1991). Он утверждает, что выветривание вулканического пепла приводит к высвобождению большого количества кремния, не связанного во вторичных минералах. В условиях промывного водного режима кремний переносится вертикальным и латеральным потоком влаги и накапливается в нижней части профиля в виде опала, практически не вымываясь оттуда окончательно. После вмешательства человека, когда подповерхностные гори-

зонты выходят на поверхность, периодическое высушивание — намокание приводит к компактации опала. Эта модель рассматривает случай с определенными климатическими условиями, в которых влажность достаточно высокая для процессов химического выветривания, но недостаточно высокая для полного вымывания кремния. Больше всего сомнений в этой модели вызывает идентификация и определение количества химически выветренного аморфного кремнезема в тепетате. Микроморфологический анализ этих горизонтов должен был показать присутствие новообразований из свежеформированного кремнезема, наподобие тех, что были найдены в дурипенах в аридных зонах Северной Америки (Flach et al., 1992; Thiry, 1992). Однако в мексиканских тепетате ничего подобного обнаружено не было.

Существует другая гипотеза их формирования (Solleiro-Rebolledo et al., 2003; Díaz-Ortega, Solleiro-Rebolledo et al., 2010), в которой тепетате рассматриваются как педоседимент, образовавшийся в результате эрозии и переотложения почвенного материала, за счет чего произошло его смешивание со свежей тефрой. В дальнейшем этот смешанный материал подвергся процессу гидроконсолидации, описанный как один из возможных способов формирования фраджипена (Bryan, 1989). Перенос материала в потоке с высокой концентрацией приводит к структурному сжатию и уплотнению, особенно в случае быстрого высыхания. Существует много работ, в которых происхождение тепетате связывают с геологическими, а не почвенными процессами (Dubroeuq et al., 1998; Zebrowski, 1992; Flores-Román, Alcalá-Martínez et al., 1992, 1996). До сих пор однозначного ответа на вопрос формирования тепетате, как и самих фраджипенов, нет, потому эта тема исследования по сей день является актуальной (Poetsch, 2004).

1.6. Растительность и биологическое разнообразие

На нижних частях склонов вулкана Малинче все еще сохранилась климаксная растительность. Она главным образом состоит из сосновых лесов. Верхняя граница сосновых лесов на Сьерро Невада и Малинче лежит около 4000 м над уровнем моря.

Среди мексиканских сосен, кроме североамериканских эндемиков, присутствует целый ряд реликтовых видов. Виды подсекции *Strobi Loud* представляют собой очень древний компонент

хвойно-широколиственных лесов. Ископаемые шишки, идентифицированные как *P. peuce Griseb.*, известны из отложений позднемелового возраста. Леса с участием стробовидных сосен распространены в Восточной Азии и Северной Америке, в ископаемом состоянии отмечены и для равнин Европы и Сибири (Гричук, 1989). Ряд видов (из секций *Parrya Mayr* и *Pinea Endl.*) обнаруживают сходство с видами, характерными для древнего Средиземноморья. В целом мы считаем, что современное разнообразие арктиотретических и древнесредиземноморских реликтовых хвойных всей Западной и Центральной Евразии и Северной Африки (от Канарских островов до Гималаев) не превосходит, а в отдельных таксонах и уступает разнообразию этих реликтов в Мексике (Седов, Матюхин, 2004). Это свидетельствует в пользу того, что горные системы Мексики явились рефугиумами для элементов арктиотретической флоры и флоры северного берега Тетиса (в последнем случае — со времен возникновения Атлантики).

Сосны встречаются и на равнинах Мексики. Так, виды подсекции *Australes Loud.* проникают с юго-востока Северной Америки через Антильские острова на Юкатан.

В настоящее время господствует представление, что большая часть флористического богатства Мексики была накоплена в дочетвертичное время и что хвойные и хвойно-широколиственные леса Мексики как сообщества уже сформировались к плиоцену (Rzedowski, 1993). В связи с этим закономерно возникает вопрос: каким образом весь этот спектр видов сумел пережить контрастные климатические колебания плейстоцена?

В наше время на блоке Тласкала (около 2600 м над уровнем моря) растут кактусы, такие, как агава и опунция, разные виды трав, кустарников, листопадных деревьев (ивы), можжевельника. Листопадные деревья произрастают на затененных склонах с небольшими уклонами и в днищах крупных барранок с пересыхающими водотоками, такими, как барранка Концепсион. Умеренные температуры позволяют расти листопадным растениям, несмотря на то, что сосны все же доминируют в древесной растительности.

1.7. История использования ландшафтов

В долине Пуэбло — Тласкала сильно влияние человеческой деятельности. Имя Тласкала означает «место хлеба» (Werner, Lück-

off, Moll, 1988) и отражает важную роль этого пространства в производстве маиса как основной зерновой культуры Мексики. Большинство площадей занято травянистой растительностью или сельскохозяйственными полями. Земли были освоены с предклассического периода. Клинк и соавт. (Klink, Lauer, Ern, 1973) показали потенциальную растительность, которая могла бы произрастать под влиянием современного климата, если бы не воздействие человека. Смешанные сосново-дубовые леса доминировали бы выше 2700 м над уровнем океана, а сосновые леса восстановились на высоте выше 4000 м.

В истории доиспанской колонизации территория Тласкальского блока выделяют три периода заселения: предклассический (2500–100 BC), классический (100 BC — 700 AD), постклассический (700–1521 AD). Уже в предклассическом периоде поселенцы знали, как орошать поля с помощью искусственных каналов (Heine, 2003). Позднее, в классический период, люди использовали террасирование склонов и были способны увеличить продуктивность сельскохозяйственных культур, несмотря на аномально низкую температуру в горах (около 1°). Во всех отношениях сельское хозяйство в классический период было всегда настолько интенсивно, что поселенцы были вынуждены искать новые места вследствие сильной почвенной эрозии и выхода на поверхность тепетате. Новый этап деградации почв связан с испанским завоеванием — конкистой и началом колониального периода. Использование плуга и экстенсивное разведение завезенного из Европы скота резко ускорило эрозию.

Изучаемое пространство — яркий пример негативных последствий интенсивного сельского хозяйства и бездумного сведения лесов, начиная с предклассического периода. Огромные пространства бесплодной земли сложены тепетате и лишены плодородных почвенных слоев. В местах, где эрозионные процессы менее интенсивны, тонкие камбисоли еще сохранились сверху тепетате. Ведение фермерства все еще возможно, если не способствовать тепетатеобразованию. До сих пор здесь культивируется маис, но поля малы по площади, лоскутны и часто недоступны для сельскохозяйственной техники. Некоторые поля используются как пастбища для овец и крупного рогатого скота. К тому же здесь сохранились остатки смешанных сосново-дубовых и дубовых лесов (Werner, 2001).

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ЛАНДШАФТОВ И КЛИМАТА ПО РАЗНЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ АРХИВАМ

Возвышенные нагорья ТМВП считаются относительно хорошо изученными с точки зрения позднечетвертичной палеогеографии и палеоэкологии (Bradbury, 1997a, 2000; Erfa et al., 1997; Ferrusquia-Villafranca, 1993; Heine, 1988; Metcalfe, 1997 и др.). Данные об эволюции ландшафтов и изменениях климата в плейстоцене и голоцене в основном базируются на спорово-пыльцевой и диатомовой записях в озерных отложениях, палеогляциологических данных по самым высоким вулканам, а также на флювиальных и палеопочвенных сериях. Но сопоставить их между собой до сих пор является сложной задачей.

2.1. Ледниковые архивы

Подъем местности и похолодание климата в четвертичном периоде способствовали периодическому возникновению и распространению горного оледенения на вершинах многих вулканов Центральной Мексики. Во время оледенений ледники спускались вниз и погребали под моренами почвы и отложения, формируя ледниковые архивы.

В горном обрамлении котловины Пуэбло — Тласкала, включая блок Тласкала, расположено несколько высочайших вулканов в Мексике. История оледенений в Центральной Мексике индивидуальна для разных вулканов, наиболее исследована для Истаксиуатля, Невадо-де-Толука, Сьерра-Невада и Ла-Малинче (White, 1962; Heine, 1984; Vázquez-Selem, Heine, 2004 и др.). Ледниковые летописи дают результаты, которые не просто сопоставить между собой и еще сложнее сопоставить с данными других архивов (табл. 1).

Таблица 1. Сопоставление важных палеогеографических событий и процессов в ТМВП в позднем плейстоцене и голоцене по работам (White, 1962; Heine, 1984; Vázquez-Selme, Heine, 2004 и др.)
 Table 1. Comparison of important paleogeographic events and processes in the TMVP in the late Pleistocene and Holocene in (White, 1962; Heine, 1984; Vázquez-Selme, Heine, 2004, etc.).

Местонахождение, вулканы	Ледниковые архивы						Озерные архивы	
	Оложения, ледниковые стадии, почвы	Индекс	Возраст, 14С-даты	Процесс, событие	Климат	Экология, спорово-пыльца, диатомей	Климат	
Попокатепетль	Пепел	С	1995 г.	Извержение				
Невадо-де-Толука, Сьерра-Невада, Истаксиуатль	Морена Ауотосо	MV T 3	XIX в., XVII–XVIII вв. LIA	Оледенение	Холодно, влажно	4-я стадия	Холоднее, влажнее	
	Андосоль	f		Почвообразование	Тепло, влажно	0,95–1,1 ка ВР сосновые леса		
Попокатепетль	Пепел	С 1	0,4 тыс. л. н.	Извержение				
	Пемза	P 1						
Сьерра-Невада, Истаксиуатль, Малинче	Морена Мірису 2	MIV	2–3 тыс. л. н.	Оледенение	Холодно, влажно	3-я стадия 1,1–4,5 тыс. л. н.	Суше, холоднее современного на 3,3–2,6° К	
	Мирису 1		2–3,5 тыс. л. н.			4,2 тыс. л. н., злаковые степи		
Невадо-де-Толука	Пепел		3,3 тыс. л. н.	Извержение			Тепло, влажно	
	Андосоль	f Во3		Почвообразование	Тепло, влажно	2-я стадия 4,5–8,5 тыс. л. н., сосновые леса		
Попокатепетль	Пепел	С 2		Извержение				
	Пемза	P 2						

Малинче, Невадо-де-Голука, Сьерра-Невада, Истаксиуатль	Морена Hueyalango 2 Hueyalango 1	М III3	8 тыс. л. н.	Оледенение	Холодно, влажно	1-я стадия 8,5–11,5 ка тыс. л. н., альпийские дуга	Влажно, холоднее современного на 4° К	
			М III2	9 тыс. л. н.	То же			То же
			М III1	10 тыс. л. н.	То же			То же
Много мест в Мексике	Почва — андосоли	f BO 2	10–12 тыс. л. н.	Почвообразование	Тепло, влажно			
			М II	12 тыс. л. н.	Оледенение	Холодно, влажно		
Малинче	Морена	С3 PWA	13–15 тыс. л. н.	Сильное извержение				
			Р3					
			Т1	14,5 тыс. л. н. после 18 тыс. л. н.	Оледенение	Холодно, влажно		
Тейотль, Истаксиуатль	Морена		17,5–21 тыс. л. н.	То же	Холодно, влажно	19–23,5 тыс. л. н., пресное	Влажно	
			f BO 1	21 тыс. л. н., 25 тыс. л. н.	Почвообразование	Тепло, влажно	23,5–31,5 тыс. л. н., мелкое, соленое	Сухо
Сьерра-Невада, Малинче	Почва — андосоли	М I	32–36 тыс. л. н., 25–35 тыс. л. н.	Оледенение	Холодно, влажно	31,5–34 тыс. л. н., мелкое, щелочное		

Для *Истаксиуатля* (рис. 3, вкладка) на основе датировки по ^{36}Cl имеются следующие результаты: наиболее сильное оледенение было между 151 000 и 126 000 лет назад. Это было древнейшее оледенение Нексоалонго, которое сопоставлено со стадией МИС 6 (White 1962; Vázquez-Selem, Heine, 2004). Считается, что в позднеплейстоценовом раннеледниковье (до 80 000 л. н.) ледниковый покров разрастался дважды (Vázquez-Selem, Heine, 2004). Во второй половине позднего плейстоцена сильные оледенения для Истаксиуатля происходили между 35 000 и 25 000 л. н. и 15 000 и 9000 л. н. (с максимумом в 12 000 л. н.), но, согласно датировке по ^{36}Cl , наиболее сильное оледенение было примерно после 18 000 л. н., что соответствует МИС 2.

Однако М. Кабаллеро-Миранда (Caballero-Miranda, 1997) предполагает, что главный ледниковый максимум (LGM) в Центральной Мексике происходил между 31 000 и 23 000 л. н., т.е. раньше, чем в северных широтах. Предшествующий гляциальный максимум, вероятно, совпал с МИС 4.

Переход от плейстоцена к голоцену, по мнению многих исследователей, произошел около 9000–8500 л. н., что позднее, чем в умеренном поясе (Heine, 1994). Недостающим звеном является существенное похолодание перед началом голоцена — молодой дриас (Heine, 1994). Некоторые исследователи полагают, что это событие не имело места в Центральной Америке, так как продвижение ледников в конце плейстоцена было невозможным вследствие дефицита влаги (Bradbury, 1997a, b). Тем не менее это является причиной существенных расхождений в реконструкциях температуры и влажности перед началом голоцена (в конце МИС 2).

Для *Малинче* (рис., вкладка) выделена ледниковая стадия 32 000–36 000 л. н. Затем был безледный период, в течение которого формировалась почва f Bo1 возрастом 25 000 л. н. (Heine, 1973, 1988; Heine, Heide-Weise, 1973). Около 12 000 л. н. — максимум другого гляциального события (см. табл. 1). Следующая ледниковая подвижка происходила между 10 000–8000 л. н. Наименьшая морена относится к неогляциальному периоду — около 3500–2000 л. н.

С.Е. Вайт (White, 1986) реконструировал на склонах гряды *Сьерра-Невада* (включающей вулканы Попокатепетль и Истаксиуатль) пять конечных морен, отражающих гляциальные подвижки

ки, произошедшие в голоцене: три — в начале голоцена (от 9000 до 10 000 л. н.), одно — в 2000–3000 л. н. и одно — в Малый ледниковый период (см. табл. 1).

Периодичность главных гляциальных событий в позднеледниково́е, в начале и в конце голоцена, таким образом, составила около 1500–2000 лет (14 500, 12 000, 10 000, 8000, 3500 л. н., 2000 л. н., 300–200 л. н.) с перерывом в оптимум голоцена (8000–3500 л. н.).

Попытки интерпретировать возраст ледников с точки зрения климатической обстановки до сих пор не дают однозначных ответов. Считается, что оледенение крупных вулканов Истаксиуатля (5286 м), Малинче (4461 м) и других вершин продуцировали важные механизмы для взаимодействия прохладных и влажных периодов в их пространстве. К. Хайне (Heine, 1984) полагает, что аккумуляция морен также могла происходить в течение таких, более холодных и влажных, периодов. Т.С. Меткальф (Metcalfе, 1997) в своем обзоре отмечает, что данные ледниковых летописей также сложно сопоставлять с результатами споро-пыльцевого анализа. Так, Л. Васкес-Селем (Vázquez-Selem, 1997) утверждает, что холодный, влажный климат способствует росту ледников. Однако период, в который, по его данным, на Истаксиуатле было наиболее сильное оледенение позднего плейстоцена, по данным споро-пыльцевого анализа отвечает холодному и сухому климату.

По результатам сравнения озерных отложений и ледниковых записей в работе М. Кабальеро и соавт. (Caballero et al., 2010) последнее сильное оледенение в Центральной Мексике позднего плейстоцена было в промежутке от 21 000 до 17 500 л. н., что сопоставимо с максимум последнего оледенения в северных широтах. Однако автор также считает, что сопоставить данные этих двух летописей не так просто, поскольку растительность реагирует не только на температуру, но и на влажность. Кроме того, реакция на изменения палеоклимата была различной для разных вершин.

2.2. Озерные летописи

До недавнего времени в качестве наиболее информативных геологических летописей позднечетвертичной эпохи выступали результаты исследований озерных осадков межгорных впадин (Watts, Bradbury, 1982; Straka, Ohngemach, 1989; Lozano-García et al., 1993; Lozano-García, Ortega-Guerrero, 1994; Bradbury, 1997a;

Caballero et al., 1999; Ortega-Guerrero et al., 2000). По колонкам из озер Тескоко и Чалко в котловине Мехико, ряда других бассейнов центральной и западной частей ТМВП были получены данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов, седиментологические и магнитные характеристики. Серии радиоуглеродных датировок позволили разработать надежные временные шкалы, по которым можно заключить, что эти летописи характеризуют интервал 40 000 (в отдельных случаях — 50 000) — 10 000 л. н., соответствующий МИС 3 и 2.

Интерпретируя эти данные, большинство авторов приходят к выводу, что во время последнего максимума оледенения в Центральной Мексике климат был значительно более холодный и сухой, чем в настоящее время (Lozano-García et al., 1993; Lozano-García, Ortega-Guerrero, 1994; Ortega-Guerrero et al., 2000). Позднеплейстоценовое похолодание было подтверждено палеогляциологическими исследованиями, показавшими существенное (до 1000 м) опускание нижней границы горных ледников, расположенных на наиболее высоких вулканах ТМВП (Heine 1984; White, Valastro, 1984; Vázquez-Selem, 1997).

Такой сценарий предполагает сужение экологического пространства, благоприятного для лесных биоценозов. С одной стороны, наступление горных ледников предполагает смещение книзу границ вертикальных природных зон, включая опускание верхней границы горных лесов. С другой стороны, на более низких уровнях аридизация способствует распространению травянистой степной растительности. Это ставит под сомнение возможность сохранения многочисленных и разнообразных ниш для древесной флоры, и в том числе сосен.

Однако предложенная интерпретация данных по озерным отложениям отнюдь не является однозначной. Особенно это касается представлений об относительной сухости позднеплейстоценового палеоклимата. Они основываются, прежде всего, на данных спорово-пыльцевого анализа, показывающего рост содержания пыльцы трав и некоторое уменьшение пыльцы деревьев в плейстоценовой части колонок по сравнению с голоценовой. Кроме того, данные диатомового анализа и седиментологические характеристики осадков предполагают снижение уровня озер. Следующие соображения заставляют усомниться в надежности этих предпосылок:

1. Концентрация пыльцы древесных видов хотя и снижается, но все же остается на высоком уровне и редко опускается ниже 40–50 %, что говорит о все еще значительном участии лесов в растительном покрове. Примечательно, что доминирует пыльца сосен.

2. При интерпретации озерных летописей ТМВП трудно отличить сигналы палеоклиматических изменений от феноменов, обусловленных вулканическими и тектоническими процессами, которые были весьма активны на рассматриваемой территории в течение всего четвертичного времени. Так, упомянутые флуктуации уровней озер, отраженные в составе осадочных колонок, могут быть вызваны не изменением влажности климата, а подпруживанием или, наоборот, спуском, связанными с тектоническими движениями, а также вулканическими (излиянием лав и отложением пирокластических толщ) и склоновыми процессами. С. Лосано-Гарсиа, одна из ведущих специалистов в области четвертичной палинологии Мексики, признала, что некоторые максимумы пыльцы трав в палиносpectрах из ТМВП могут быть связаны не с периодами аридизации, а с формированием пионерной растительности на молодых поверхностях, образовавшихся после извержений. Последние также уничтожали существовавшие ранее более зрелые фитоценозы, в том числе лесные (сообщение на VI Международном семинаре по палеопочвоведению, Мексика, 2001).

3. Эффект резкого увеличения травянистой растительности может быть связан с расширением зоны горных лугов, которые контролируются температурой. Палеогляциологические данные говорят о том, что граница ледников опускалась примерно на 1000 м. Вероятно, границы растительных зон тоже спускались (лес — на 3000 м, сейчас на 4000 м). Изолированные зоны на вершинах могли сливаться между собой, за счет этого происходило увеличение доли пыльцы трав высокогорных лугов, что можно считать сигналом понижения температуры (Caballero et al., 2010).

Неоднозначность интерпретации озерных летописей приводит к тому, что на основании практически одних и тех же данных разрабатываются разные палеоклиматические сценарии. Так, в противовес наиболее распространенной точке зрения, предполагающей позднеплейстоценовую аридизацию, Брэдбери (Bradbury,

1997) считал, что в Мексике западнее 95° западной долготы в эту эпоху преобладал гумидный климат.

Озерные летописи имеют еще один существенный недостаток — низкое «пространственное разрешение». Лимнические осадки, компоненты которых поступают со всего озерного бассейна, содержат смешанный палеоэкологический сигнал, интегрирующий характеристики ландшафтов разных частей бассейна в неизвестных пропорциях. В частности, невозможно сказать, где именно располагались лесные массивы, обеспечившие 40–50 % древесной пылицы позднплейстоценовых палиноспектров. То же самое можно сказать и про травянистую растительность (влажные горные луга или сухие, остепненные пространства более нижних уровней).

Некоторые из недостатков озерных летописей для реконструкции эволюции четвертичных ландшафтов восполняются расшифровками флювиальных и палеопочвенных архивов. Разновозрастные палеопочвенные серии являются хорошими источниками реконструкции палеоклиматов. Они вполне успешно дополняют ледниковые, тефровые и флювиальные архивы, особенно если их удастся скоррелировать с данными этих летописей при помощи методов абсолютного датирования.

2.3. Палеопочвенные архивы

После максимума оледенения (LGM) в Сьерра-Неваде были три фазы почвообразования (см. табл. 1). Первая — fBo1 около 21 000 л. н., представлена хорошо развитыми почвами, которые формировались за время от ледниковой стадии M I до стадии M II (White, 1986). После вулканической фазы наступил второй период почвообразования. Вторая ископаемая почва — fBo2 формировалась во многих местах в Центральной Мексике. Ее возраст 10 000–12 000 л. н. Третья ископаемая почва из Малинче fBo3 не может быть уверенно сопоставлена с погребенной почвой из Сьерра-Невады. Слой пемзы P2 предоставляет возможность для развития этой почвы на поверхности морены Уейатлако.

Пемзотефровый слой, известный как PWA, имеет возраст 13 000–15 000 л. н. и является важным стратиграфическим уровнем, развитым на пространстве западнее Сьерра-Невады. Его источник — извержение Попокатепетля. Этот слой можно использовать для датирования и корреляции между покровом Сьерра-Нева-

ды и озерными осадками в бассейне Мексики. Это делает возможным связать осадки и почвы на отдаленных пространствах.

Эквивалент интервала между стадиями МI и МII на Малинче не был найден на Истаксиуателе и Попокатепетле. Стадия Уейатлако 2 может быть скоррелирована с МIII Малинче, а Мильпуко — эквивалент МIV. В течение XX столетия стадия MV, которую С.Е. Вайт (White, 1962) связал с мореной Ауолоко, могла быть замечена только на вулканах высотой выше 4400 м над уровнем моря. Малинче в контрасте с Невадо-де-Толука и Сьеррой-Невадой, никогда не испытывала оледенение в течение Малого ледникового периода (LIA). Ледник на Невадо-де-Толука также не проявлял активность в течение XVII и XVIII столетий (МЛП).

Авторами этой монографии С.Н. Седовым и Е. Соллейро-Реболledo с коллегами (Sedov et al., 2001, 2003a, 2003b, 2007, 2009a, 2009b, 2010; Solleiro-Rebolledo, 2006, 2011, 2015 и др.) в течение последних 15 лет систематически изучаются тэфрово-почвенные серии в разных ключевых участках: Невадо-де-Толука, Тласкала (разрезы Тлалпан и Мамут), гласис Буэнависта, Пачука, Теотиуакан и др.

Палеопочвы Невадо-де-Толука. Этот ключевой участок можно считать опорным для позднего плейстоцена ТМВП из-за большого числа профилей погребенных палеопочв с отличной сохранностью и детально изученными разнообразными методами (Sedov et al., 2001).

Разрезы расположены на северном макросклоне вулкана Невадо-де-Толука на высоте 2700–3000 м над уровнем моря, в пределах современной вертикальной зоны хвойных лесов, со среднегодовой температурой +13° и осадками 700–1000 мм в год. В настоящее время леса в значительной части замещены сельскохозяйственными угодьями. Под преимущественно сосновыми, иногда пихтовыми ассоциациями здесь формируются меланиковые и гумиковые андосоли (классификация современных почв и палеопочв дана в соответствии с системой FAO — WRB, для некоторых приведены и названия из русских классификаций, однако во многих случаях прямая корреляция затруднена) с темным оструктуренным органоминеральным горизонтом.

Тэфрово-почвенная серия включает 7 педостратиграфических единиц, названных РТ1–РТ7, разделенных отложениями пиро-

кластических потоков, сходявших во время извержений вулкана Невадо-де-Толука.

В интервале 50 000–25 000 л. н. (МИС 3) формировались андосоли РТ2–РТ4 с мощными темноокрашенными гумусовыми горизонтами. Эти почвы напоминают современные, однако в их горизонтах А помимо зернистых наблюдаются и глыбистые структурные отдельности, а в шлифах обнаружены очень тонкие глинистые натеки и мелкие железистые стяжения. Зерна первичных минералов корродированы. Накопление ила (порядка 25 %) в них более умеренное, чем в нижележащих лювисолях. В состав ила входят как аморфные компоненты — аллофаны, извлекаемые оксалатной вытяжкой (более 1 % от почвенной массы), так и галлуазит.

Наконец, в период, соответствующий максимуму оледенения — МИС 2 (поздний валдай), в одних разрезах представлены темные андосоли (аналогичные нижележащим), в других — оригинальные желто-бурые андиковые камбисоли (буроземы) РТ1. В шлифах из буроземов были обнаружены умеренные признаки коррозии первичных минералов, равномерная окраска почвенной массы оксидами железа, и помимо этого — довольно часто встречающиеся железистые стяжения и редкие очень тонкие глинистые натеки. В гор. Vm отмечается некоторое накопление галлуазитового ила и окристаллизованных оксидов железа.

Очень похожие погребенные камбисоли были обнаружены и на западном макросклоне массива Сьерра-Невада. Они формировались в течение примерно того же хроноинтервала (погребены под пирокластическим потоком, сошедшим около 14 000 л. н.).

На первом этапе палеоэкологической интерпретации серии Невадо-де-Толука перед нами встал вопрос: отражают ли столь значительные различия в свойствах отдельных погребенных почв разницу в биоклиматических условиях их формирования? В частности, возникало инстинктивное желание истолковать мощные темноцветные горизонты профилей РТ2–РТ4 как индикатор степных экосистем, считая эти палеопочвы аналогами черноземов и фазоземов, в отличие от нижележащих лювисолей, полностью соответствующих эталону гумидного лесного почвообразования. Правильное решение подобных проблем целиком зависит от выбора адекватных объектов сравнения среди современных почв. Анализ климатических рядов современных почв, развитых

на вулканических субстратах, показывает, что максимальное накопление темного гумуса наблюдается в гумидных лесных экосистемах (в отличие от «нормального» зонального ряда на суглинках, где этот максимум приходится на степи с семигумидным или семиаридным климатом). Мощные темноокрашенные гумусово-аккумулятивные горизонты имеют местные современные андосоли, развитые под влажными хвойными лесами. Специфической особенностью гумусовых компонентов андосолов является их связь с аморфными Si-Al-соединениями с образованием устойчивых гумусово-аллофановых комплексов (Shoji et al., 1993).

Рассмотрение всей совокупности имеющихся данных привело к выводу, что во всех палеопочвах рассматриваемой серии преобладают признаки процессов, свойственных гумидному почвообразованию: внутрипочвенное выветривание и накопление его продуктов — силикатного ила и гидроксидов железа, лессиваж, окислительно-восстановительные процессы, связанные с периодическим поверхностным переувлажнением. Ни в одном из погребенных профилей не были обнаружены скопления педогенных карбонатов, свойственные вулканическим почвам засушливых областей ТМВП (Dubroeuq et al., 1998). Несколько менее интенсивное выветривание и слабое накопление гумуса в камбисолях РТ1 мы связываем с более прохладным палеоклиматом последнего ледникового максимума, однако вывод о его гумидности и в этом случае согласуется с палеопедологическими наблюдениями.

Андосоли представляют начальную стадию вулканического педогенеза и формировались в короткие временные отрезки. В этом контексте присутствие тонких глинистых натеков в некоторых андосолях мы считаем признаком начала их трансформации в направлении лювисолов, прерванной погребением под новой порцией пирокластических осадков. Наша гипотеза подтверждается большим материалом по эволюции поверхностных гумидных вулканических почв, полученных при исследовании почвенных хронорядов (Sedov et al., 2003b).

Впоследствии более детальные исследования погребенных андосолов РТ2–РТ4 показали, что некоторые их свойства (состав илестых фракций, соотношение стабильных изотопов углерода в гумусе, ассоциации фитолитов) «запомнили» кратковременные

засушливые фазы, имевшие место во время их формирования (Sedov et al., 2003a). Это, однако, не меняет общего палеоэкологического заключения по данной серии: гумидные лесные экосистемы господствовали в окрестностях вулкана Невадо-де-Толука на протяжении всего плейстоцена, включая его наиболее холодный интервал — период последнего максимума оледенения.

Палеопочвы разреза Мамут

В барранке дель Мамут верхняя часть почвенно-тепетатной толщи (в ключевом участке Тласкала — в разрезе Тлалпан, она названа Серой) представлена весьма детально (Sedov et al., 2009a). Здесь четко выделяются четыре погребенные почвы: ТХ 1, ТХ 1а, ТХ 1б и ТХ 2. Все они характеризуются преобладанием серо-сизых (глеевых) тонов в окраске (рис. 13, А, Б, вкладка). Три из них (ТХ 1, ТХ 1б и ТХ 2) являются глейковыми лювисолями — в их горизонтах Вt обнаруживаются многочисленные глинистые и гумусово-глинистые натёки, а также обильные железистые новообразования: пятна и стяжения. Для этих почв характерно умеренное развитие процессов выветривания первичных вулканических минералов (кристаллические минералы разрушены частично, наименее устойчивый компонент — стекло — почти полностью замещено вторичными минералами и накопление глины в пределах 20–40 %).

¹⁴С-дата гумуса почвы ТХ 2 около $28\,900 \pm 1800$ л. н. позволяет отнести к заключительной фазе МИС 3. Радиоуглеродная датировка гумуса почвы ТХ 1а $24\,690 \pm 255$ л. н. (ИГАН 2342) позволяет предполагать, что она формировалась в период, непосредственно предшествующий и, возможно, отчасти совпадающий с наиболее холодным периодом позднего плейстоцена. В ее нижнем горизонте был найден фрагмент зуба мамонта; появление этих животных в рассматриваемом регионе регистрируется именно во время последнего максимума оледенения. Этот профиль менее мощный, морфологические признаки лессиважа в нем очень слабы. Отмечается незначительное накопление серого гумуса с образованием тонкого маломощного горизонта А (материал из которого и был датирован) и интенсивное оглеение, проявившееся в образовании многочисленных мелких твердых железомарганцевых конкреций. Почва была определена как глейсоль (глеезем).

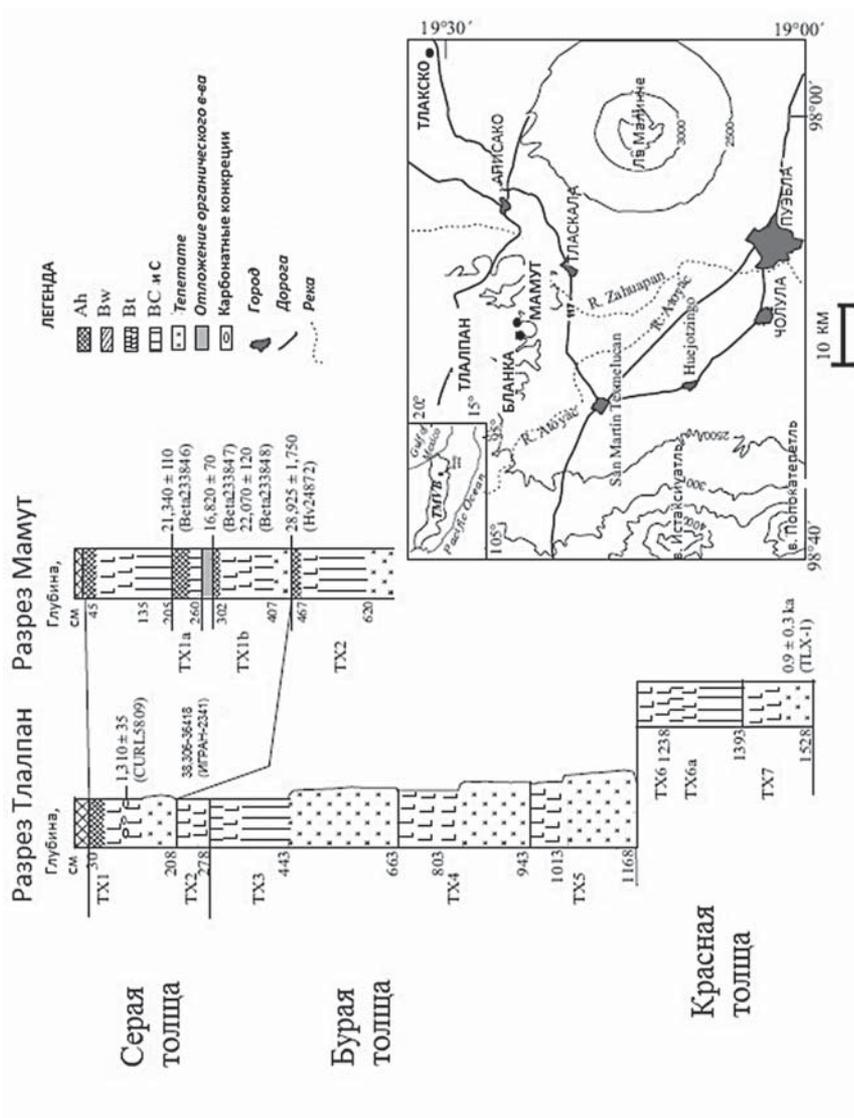


Рис. 13 А. Строение тephро-почвенных серий в разрезах Тлалпан и Мамут. Рисунок из статьи Sedov et al., 2009b
 Fig. 13 A. Chronostratigraphic scheme of the tephra-paleosol series in the exposures Tlalapan and Mamut. From Sedov et al., 2009b

Палеопочва гласиса Буэнависта

Этот объект расположен на южной окраине ТМВП, на меньших абсолютных высотах — около 1700 м над уровнем моря, вблизи западной окраины города Куэрнавака. Гласис Буэнависта представляет собой длинный прямой склон, образующий шлейф вулканического массива Чичинауцин. В его основании залегают мощные гравелистые отложения лахар, перекрытые пепловыми горизонтами, переслаивающимися с почвенным материалом, чаще всего переотложенным. Современный климат приближается к семигумидному тропическому: среднегодовая температура — +20,7°, осадки — 1147 мм. Естественная растительность — смешанные дубово-сосновые леса — все еще сохранилась в верхней части шлейфа. Голоценовые почвы представлены развитыми лювисолями с серией иллювиально-глинистых горизонтов Вt. Их характеризует глубокая выветренность: неустойчивые первичные вулканогенные минералы практически отсутствуют, содержание ила галлуазит-каолинитового состава доходит до 70–80 %, железа в дитионитной вытяжке — более 4 %.

Погребенные плейстоценовые почвы *in situ* обнаружены в единственном обнажении Буэнависта в верхней части гласиса, ниже по склону они замещаются компактными педоседиментами — тепетате (Solleiro-Rebolledo et al., 2003). В этом обнажении под мощной голоценовой почвой вскрывается профиль альбелювисоли с отбеленным облегченным горизонтом E, содержащим железисто-марганцевые конкреции и имеющим языковатую нижнюю границу. Под ним располагается характерный гор. EB, в котором осветленные обезыленные морфоны соседствуют с бурыми, обогащенными илом и гидроксидами железа. В шлифах из гор. Вt видны глинистые натеки и заполнения — характерные проявления лессиважа. В целом он менее выветренный, чем аналогичные горизонты в вышележащих голоценовых лювисолях, в нем все еще обнаруживаются вулканогенные силикаты, содержание ила — около 50 %, дитионитного железа — 3 %.

Инструментальное определение возраста этого профиля вызвало определенные трудности: гумусово-аккумулятивный горизонт или какие-либо органические остатки, пригодные для радиоуглеродного датирования, отсутствовали. Преодолеть это затруднение удалось благодаря использованию железисто-марганцевых новообразова-

ний из элювиального горизонта: оказалось, что они содержат до 4 % углерода углистого материала, захваченного при формировании конкреций. Этого оказалось достаточно, чтобы накопить материал для получения радиоуглеродной датировки на ускорителе: $12\ 160 \pm 140$ л. н. Интерпретацию этого результата мы основывали на представлениях об эволюции почв с текстурно-дифференцированным профилем. В соответствии с ними процессы поверхностного оглеения «включаются» на последнем этапе развития этих почв, когда уже завершилось формирование гор. Вt, служащего водупором и создающего предпосылки для переувлажнения верхних горизонтов (Pedro et al., 1978). Следовательно, полученная дата относится, скорее всего, к завершающему этапу педогенеза, т.е. указывает на минимальный возраст палеопочвы. Сколько времени она развивалась до вступления в эту завершающую фазу? Вероятно, по меньшей мере несколько тысячелетий, исходя из имеющихся данных о характерном времени развития лессиважа и выветривания. Значит, мы имеем дело с почвой, формировавшейся непосредственно во время интересующего нас интервала: МИС 2. Замечательно, что эта почва по своим морфологическим и аналитическим характеристикам, по существу, соответствует эталону лесного гумидного почвообразования. Ее несколько меньшая выветренность в сочетании с отбеленностью элювиальных горизонтов свидетельствует о развитии в более прохладном климате, чем современный. В современном почвенном покрове земли альбелювисоли имеют наибольшее распространение в лесах влажных областей умеренного пояса.

Палеопочва в окрестностях Пачуки

Данная палеопочва характеризует область противоположной — северной окраины ТМВП. Она была описана в ряде обнажений в черте города Пачука, вблизи Университета штата Идальго. Современные ландшафты этой территории, расположенной на высотах 2000 м над уровнем моря, контрастно отличаются от рассмотренных выше. Климат здесь засушливый, годовое количество осадков опускается до 400 мм. Такие условия уже неблагоприятны для леса — современный растительный покров образован ксерофитами: кактусами, агавой, юкками. Формирующиеся под ними почвы — петрокальциковые каштаноземы, имеют довольно мощный темноокрашенный гор. А1, содержащий карбонаты и подстилаемый цементационным карбонатным горизонтом (каличе).

Интересующая нас палеопочва погребена под мощной (до 15 м) толщей позднечетвертичных пирокластических осадков. Она контрастно отличается от современной поверхностной почвы. В ее основании тоже располагается цементационный иллювиально-карбонатный горизонт каличе, имеющий большую мощность и насыщенный вторичным кальцитом. Однако над ним располагается бурый горизонт Вt: выщелоченный от карбонатов, обогащенный илом, содержащий глинистые натеки. На некоторых участках обнажения над ним сохранился облегченный элювиальный горизонт. Данная почва была классифицирована как петрокальциковая лювисоль. Интересно, что в некоторых зонах в верхней части профиля палеопочвы снова появляются вторичные карбонаты — в виде кальцитовой пропитки. Вряд ли этот признак связан с диагенетическими процессами, развивавшимися после погребения палеопочвы, — перекрывающие ее пирокластические породы не содержат карбонатов. Скорее всего, это педогенные карбонаты, но их появление связано с рекарбонатизацией верхних горизонтов на самом последнем этапе почвообразования — ведь для развития лессиважа и формирования иллювиально-глинистого гор. Вt предварительно верхняя часть почвенной толщи должна быть выщелочена.

Для определения возраста этой почвы было проведено радиоуглеродное датирование карбонатов из горизонта каличе в основании профиля, для которых был получен результат: $23\ 400 \pm 200$ л. н. (ИГАН-2344). Для интерпретации этой даты мы вновь прибегли к анализу последовательности почвообразовательных процессов. В этом случае мы трактуем полученное значение как максимальный возраст почвы. Дело в том, что процессы растворения карбонатов в верхней части профиля, их нисходящей миграции и осаждения с формированием иллювиально-карбонатного горизонта следует отнести к первым этапам почвообразования. Затем, как отмечалось выше, в освобожденной от карбонатов толще могли развиваться процессы выветривания и суспензионной миграции ила. Как и в предыдущем случае, мы полагаем что «работа» этих процессов, приведшая к образованию гор. Вt, заняла несколько тысячелетий. Таким образом, мы опять имеем дело с палеопочвой, формировавшейся преимущественно в течение МИС 2, по крайней мере в ее первой половине.

Безусловно, различия между современным и погребенным профилями указывают на гораздо большую влажность палеоклимата

финального плейстоцена по сравнению с современным. Только на последнем этапе формирования палеопочвы условия стали более засушливыми, что отразилось в ее рекарбонатизации. Однако погрешенная лювисоль Пачуки отличается от рассмотренных выше ископаемых лювисолей серий Невадо-де-Толука и Мамут, а также гласиса Буэнависта. В этих последних весь профиль был выщелочен от карбонатов, в то время как в рассматриваемой палеопочве под иллювиально-глинистым залегает иллювиально-карбонатный горизонт. Неполное выщелачивание карбонатов предполагает меньшую влажность палеоклимата. Наиболее близкий современный аналог для данной палеопочвы — кальциковые лювисоли, формирующиеся в областях со средиземноморским типом климата (коричневые почвы русской классификации). Обратим внимание на то, что эти почвы формируются в лесных экосистемах — под широколиственными (большой частью дубовыми), а также под хвойными, и в частности сосновыми, лесами. Мы приходим к выводу, что и на северной окраине ТМВП существование лесной растительности во время последнего максимума оледенения было возможно, и она, по всей видимости, была распространена шире, чем в настоящее время.

2.4. Сопоставление палеопочвенных и озерных летописей

Существует некоторое противоречие между палеопочвенными и озерными летописями. Почвы, сформированные в максимум оледенения, как правило, имеют признаки гумидного педогенеза, что плохо стыкуется с холодным и сухим климатом из озерных летописей (табл. 2).

Таблица 2. Сопоставление палеоклиматических реконструкций по палеопочвенным и озерным архивам

Table 2. Comparison of paleoclimatic reconstructions for paleo-soil and lacustrine archives

Место	Методы	Интерпретация палеоклимата	Ссылка
Палеопочвенные архивы			
Барранки Тлалпан и Мамут, Тласкала	Минералогический анализ и микроморфология	Холодные и влажные условия	Sedov et al., 2009
Река Сан-Пабло, Теотиуакан, штат Мехико	Микроморфология, физические и химические анализы	Гумидный климат с сухими сезонами	Solis-Castillo et al., 2012

Невадо-де-Толука, штат Мехико	Микроморфология, физические и химические анализы	Гумидные леса	Solleiro-Rebolledo et al., 2011
Озерные архивы			
Невадо-де-Толука, штат Мехико	Спорово-пыльцевой анализ	Сухие условия	Caballero et al., 2001
Барранка Каулапан, Вальсекуильо, Пуэбла	Датировка изотопов углерода и азота в раковинах моллюсков	Немного суше, чем в настоящее время	Stevens et al., 2012
Озеро Чалко, штат Мехико	Диатомовый анализ	Щелочное неглубокое озеро со взмученной водой	Caballero-Miranda, 1997
Озеро Текскоко, штат Мехико	Спорово-пыльцевой анализ	Субгумидный, более холодный климат с сухими периодами	Lozano-García, Xelhuantzi-Lopez, 1997
Сакапу, Мичоакан	Спорово-пыльцевой анализ	Сухие условия	Correa-Metrio et al., 2012

Климат в первой половине МИС 2 (максимум оледенения) в палеопочвенных записях изучен намного меньше. Большинство результатов исследований, однако, сходятся к тому, что климат был гумидный, влажный и стабильный (Miehlich, 1991; Sedov et al., 2009a; Tovar et al., 2013). Есть также данные об озерных отложениях этого периода в Невадо-де-Толука, где был ярко выраженный более сухой период в течение последнего оледенения (Sedov et al., 2009b). В свете новых данных, полученных для разрезов Тласкала (верховья молодой барранки дель Мамут) и Сан-Пабло в Теотиуакане, можно говорить, что эпизоды сухих условий случались и в максимум оледенения.

2.5. Флювиальные (аллювиально-почвенные) архивы

Стратиграфия аллювиальных отложений служит ценным источником сведений о среде прошлого в позднем плейстоцене и голоцене, так как по ним можно воспроизвести не только этапы врезания и заполнения барранок, скорости осадконакопления, но и изменения климата в голоцене, более чем 3000-летнюю историю антропогенного воздействия (Borejzsa, Frederick, 2010; Solis-Castilio et al., 2012; Сычева, Седов, Соллейро-Реболledo, 2013).

Флювиальные (почвенно-аллювиальные) архивы отличаются от прочих архивов еще и тем, что отражают не только историю развития рельефообразующих процессов в долинах и на водосборах в голоцене, но и ритмичные смены фаз устойчивого развития ландшафтов (педогенные) динамичными, морфолитогенными фазами с экстремальными условиями для формирования почв.

Собственно, климатические изменения по флювиальным архивам лучше фиксируются, если они были кратковременными, контрастными и экстремальными для развития почв. А. Борейша и Ч. Фредерик (Borejza, Frederick, 2010) провели исследование флювиальных архивов в крупных барранках штата Тласкала: Тенексак, Ксиломатла, Ла Ладера, Ла Койотера и в барранке Эль Муэрто на северо-западе Мексики. Несмотря на варьирование почвенно-аллювиальной записи как по разным барранкам, так и по продольному профилю одной и той же барранки, прослеживаются общие закономерности: 1) наиболее полная флювиальная запись зафиксирована для средней части продольного профиля барранок; 2) в основании заполнения всех барранок залегает гидроморфная гумусово-глеевая толща, а в некоторых барранках оглеена и верхняя, наиболее молодая часть разреза. Это свидетельствует о повышенной гумидности как в начале голоцена, что нехарактерно для других территорий, так и в современный период.

История палеоклимата во время перехода от плейстоцена к голоцену до сих пор остается неясной (Metcalf et al., 2000). Расшифровка аллювиальных архивов (Borejza, Frederick, 2010) показала, что в начале голоцена климат был более гумидный и относительно холодный, чем в конце плейстоцена и чем в наши дни, что отличается от общего тренда развития климата на планете в то время. Усиление сезонности и степени нагрева от солнца (Kutzbach, Webb, 1993) сопровождалось также таянием ледников и стеканием талой воды в Мексиканский залив, что способствовало охлаждению ближайших территорий. В частности, в штате Тласкала Мексиканский залив служил источником влаги в течение всего позднечетвертичного времени (Bradbury et al., 2001; Caballero et al., 2002; Oglesby et al., 1989; Metcalf et al., 2000).

ГЛАВА 3. РАЙОНЫ, ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Районы исследования — ключевые участки Тлалпан и Сан-Пабло являются примерами наиболее распространенных типов местности Центральной Мексики (рис. 1 А, Б, вкладка; рис. 14, вкладка). Тлалпан характеризует ландшафты плато, многочисленных склонов и барранок, Сан-Пабло — межгорной котловины со всемирно известными памятниками Теотиуакана.

3.1. Ключевой участок Тлалпан (блок Тласкала)

Возвышенное плато прорезано бесчисленными оврагами, спускающимися с малых и больших вулканов в долины рек, текущих в межгорных котловинах. В настоящее время система эрозионных оврагов широко развита в природно-антропогенных ландшафтах с сильными ливнями, идущими в летнее время. В Испании эти овраги называются барранкос (в Латинской Америке и в том числе Мексике, барранками). Наши исследования проходили в бассейне крупной эрозионной системы — барранке Консепсион и большей частью в ее притоках, названных нами и нашими предшественниками Тлалпан, Старая, Молодая, Бибуса, Минор, Длинная (рис. 15). Они охватили как наиболее высокие площадки, где расположены основные разрезы, так и сниженные поверхности: склоны, террасы и днища барранок.

Барранка Консепсион — крупная разветвленная овражная система, начинающаяся на вершине разрушенного малого вулкана (вершина блока Тласкала). Сейчас здесь раскинулась деревня Тлалпан, расположенная в 40 км на ССВ от города Тласкала.

Правый отвершек барранки Консепсион — *барранка Тлалпан*, названа по имени этой деревни. Вершина барранки — ее головка лежит на высоте около 2620 м над уровнем моря ($19^{\circ}27'58,7''$ с.ш. и $98^{\circ}18'33,3''$ в.д.). Ориентация барранки Тлалпан на 206° (ССВ) и падение склона имеет уклон около 4° . В барранке Тлалпан находится опорный почвенно-тепетатный разрез, который изучен детально (Poetsch, 2004; Sedov et al., 2003b, 2009a).

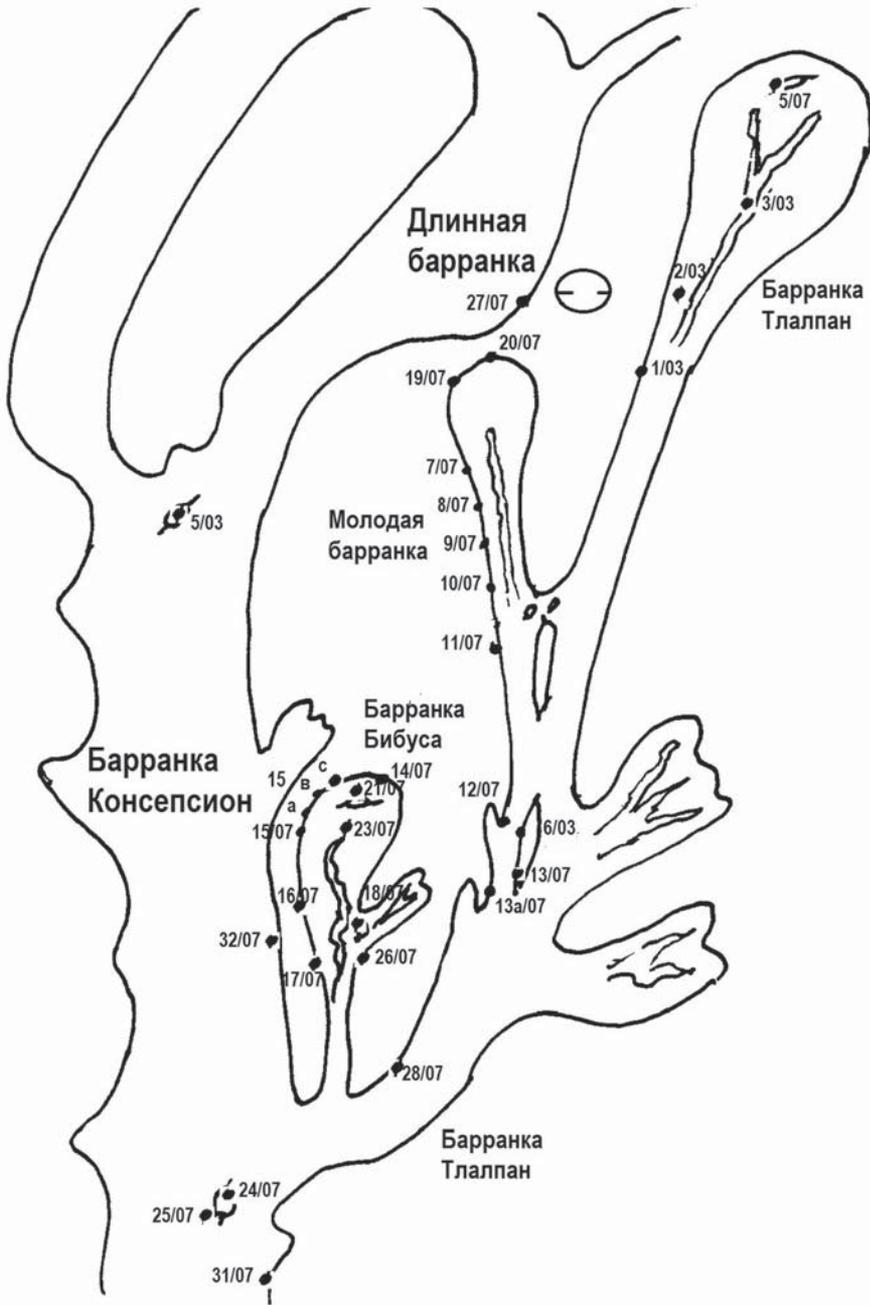


Рис. 15. Балка Консепсион и ее притоки Тлалпан, Молодая, Бибуса.
Расположение разрезов ключевого участка Тлалпан
Fig. 15. Ravine Concepción and his tributaries Tlalpan, Young, Bibus

Барранка Тлалпан представляет собой ущельевидную систему, которая распадается на два оврага: *Старую и Молодую барранки*. В средней части барранка Тлалпан перегорожена плотиной и ниже по тальвегу уже не образует отвесных стенок (*Старая барранка*). Поэтому для прослеживания поведения слоев по латерали была выбрана *Молодая барранка* с хорошо обнаженными стенками.

Третьим объектом явилась *барранка Бибуса* с ее отвершком — *барранкой Минор*. *Барранка Бибуса* является притоком барранки Тлалпан, открыта профессором Эрхардом Бибусом в 2003 г. и названа его именем.

Голоценовые отложения и почвы были изучены на склонах, в днищах и террасах барранок Концепсион и Тлалпан.

3.2. Ключевой участок Сан-Пабло и другие объекты в долине Теотиуакана

Ключевой участок Сан-Пабло находится в Центральной Мексике в 50 км на северо-восток от Мехико — в долине Теотиуакан, вблизи русла реки Сан-Пабло (в этой долине находятся знаменитые пирамиды Луны и Солнца древнего города Теотиуакан), которая протекает по древней озерной котловине (рис. 16). Его координаты: 19°47' с.ш. и 99°50' з.д., высота над уровнем моря — около 2350 м. Определяющими элементами рельефа является вулкан Серро-Гордо (Cerro Gordo) высотой немногим более 3100 м, относящейся к ТМВП, и долина реки Сан-Пабло (рис. 17, вкладка). Склоны вулкана покрыты древесно-кустарниковой растительностью и нарушены барранками. Конусы выноса барранок, смыкаясь между собой, плащом покрывают прилегающую к вулкану поверхность речной долины. Поверхность долины, выровненная с небольшим наклоном на юго-запад, с пересохшим руслом, в котором в дождливые сезоны возобновляется водоток. В настоящее время долина занята плантацией кактусов (опунция) с деревьями (акациями и ивами), растущими по межам сельскохозяйственных участков.

3.3. Объекты исследования

Объектами исследования явились почвы, как голоценовые, так и позднплейстоценовые, формы рельефа, включая погребенные и заполненные, поверхностные отложения и их сочетания, разно-

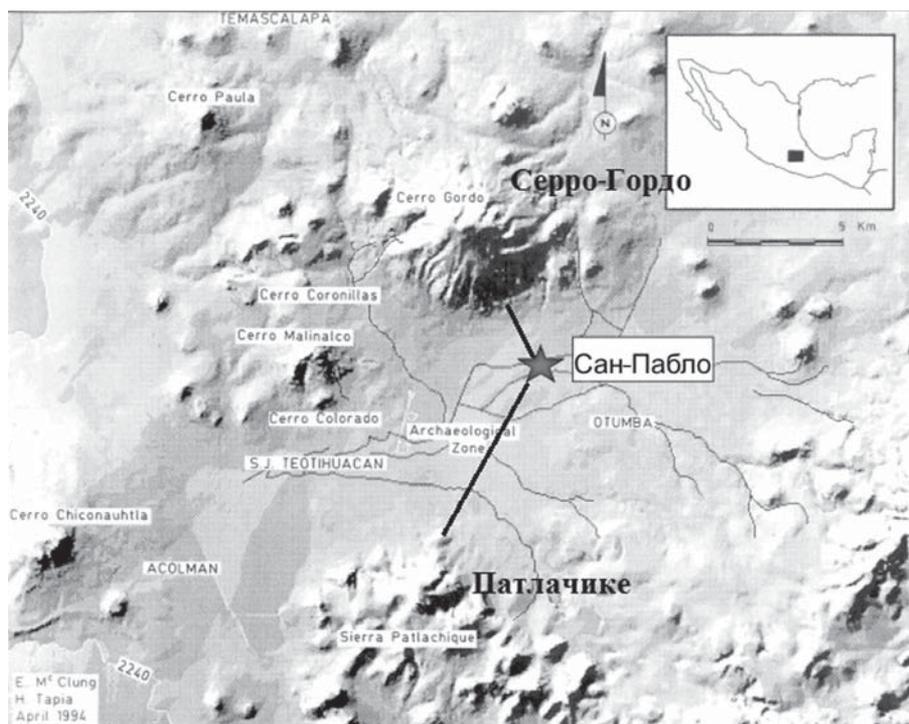


Рис. 16. Ключевой участок Теотиуакан: трансекта и разрез Сан-Пабло
 Fig. 16. Key area Teotihuacan: transect across San Pablo

возрастные палеокатены. Полевые исследования выполнялось в течение трех экспедиций в 2003, 2007 и в 2013 гг.

В 2003 г. были изучены палеокатены в искусственной траншее в долине Теотиуакана (ключевой участок Сан-Пабло), а также охарактеризованы основные почвенно-тепетатные профили в барранках Тлалпан — 1–3/03 и Бибуса — 4/03. Тогда же был изучен опорный разрез голоценовых отложений — 5/03 «Корабль», расположенный на месте впадения Длинной барранки в барранку Концепсион.

В 2007 г. продолжено исследование в ключевом участке Тлалпан. Выполнено геолого-геоморфологическое профилирование в двух барранках: Молодой и Бибуса, начиная от их вершин — головок (разрезы 19/07, 20/07 и 14/07, 15a, b, c/07 соответственно), где были сделаны подробные описания разрезов, до средней части с максимальным развитием палеоврезов (разрезы 7–11/07 и 15–18/07). Подробные описания сделаны в основных разрезах: 8/07 и 16/07.

Более детально с элементами картографирования были изучены позднеледниковые и голоценовые отложения методом рекогносци-

рочных маршрутов и изучения опорных разрезов с отбором образцов на радиоуглеродное датирование и другие виды анализов.

В 2013 г. продолжено изучение голоценовой части разрезов в долине Теотиуакан. Описаны разрезы и отобраны образцы по геолого-геоморфологическому профилю через долину от вершины вулкана Серро-Гордо до вершины вулкана Патлачикла (рис. 16.).

3.4. Методы исследования

Комплексное эволюционно-ландшафтное исследование включило методы:

1. Рекогносцировочные маршруты.
2. Изучение опорных разрезов с отбором образцов на ^{14}C -датирование и другие виды анализов. Выделение основных реперов.
3. Геолого-геоморфологическое профилирование с элементами картографирования.
4. Катенарный и фациальный анализы — изучение закономерно сменяемых друг друга по склону почв и отложений.
5. Корреляция строения изученных разрезов на основе стратиграфических реперов.
6. Палеоэкологические и эволюционные реконструкции.

3.4.1. Рекогносцировочные маршруты

Рекогносцировочные маршруты позволили ознакомиться с местностью, определить основные типы ландшафтов, форм рельефа, почв, палеопочв, отложений и выбрать репрезентативные объекты для детального эволюционно-палеогеографического исследования: барранки с наиболее обнаженными стенками для геолого-геоморфологического профилирования, а также представительные, наиболее полные — опорные разрезы для стратиграфического расчленения и радиоуглеродного датирования.

Рекогносцировочные маршруты проходили как по радиальным направлениям: от вершины малого вулкана и вершин изученных барранок вдоль их склонов и по тальвегам барранок, — так и поперек водоразделов и склонов соседних барранок. Они позволили установить проявления основных рельефообразующих процессов, выявить наиболее активные из них, оценить масштабы эродированных поверхностей, обнаружить необычные и редкие следы локальных катастроф (пожаров, прорывов естественных плотин и др.), площадки древних поселений, следы озерец и т.д.

3.4.2. Изучение опорных разрезов

Изучение опорных разрезов — основной метод палеогеографических и эволюционно-ландшафтных исследований. Выделение и характеристика стратиграфических горизонтов — главная задача этого метода. Стратиграфические горизонты — это не только узнаваемые уровни почв, но и слои тепетат, коллювия и другие фациальные отложения, погребенные формы рельефа, эрозионные контакты, соотношения различных литологических слоев друг с другом. Они служат, с одной стороны, важными временными реперами, а с другой — надежными критериями для пространственных корреляций как в пределах бассейна одной эрозионной системы, так и при сопоставлении с другими бассейнами.

Отличием нашей работы от предшествующих исследований явилось то, что стратиграфическими реперами были приняты не только палеопочвы, но и тепетате. Как оказалось, именно тепетате легче распознаются при визуальных полевых исследованиях. Они сохраняют свои специфические черты по латерали, что позволило коррелировать строение разрезов, расположенных в разных частях продольного профиля, и в разных барранках.

Важным методом для определения возраста отложений и почв (для последних 40 000 лет) является радиоуглеродное датирование. Без применения этого метода трудно достоверно реконструировать историю развития ландшафтов в позднеледниковье и голоцене. Из наиболее выдержанных в пространстве, стратиграфических уровней почв, тепетате, коллювия проводился отбор разнообразных образцов на радиоуглеродное датирование гумусосодержащих материалов, карбонатных конкреций, фрагментов керамики, углистых и костных остатков. Радиоуглеродное датирование: производилось в лабораториях Института географии РАН и Института радиогеохимии и окружающей среды Национальной академии наук Украины методом вакуумного пиролиза (^{14}C -датирование малых проб с применением ускорителя).

В образцах, отобранных из опорных и других разрезов, определялись гранулометрический состав и другие почвенно-литологические анализы: содержание гумуса, CO_2 карбонатов, pH.

3.4.3. Геолого-геоморфологическое профилирование с элементами картографирования в Тлалпане

Геолого-геоморфологическое профилирование заключается в прослеживании стратиграфических слоев по элементам релье-

фа — по поперечным и продольным профилям барранок, межбарраночным водоразделам и склонам. Его задачей являлся поиск палеоландшафтных поверхностей (в том числе погребенных форм рельефа), поверхностей выравнивания. Большая степень расчлененности рельефа и хорошая обнаженность стенок многих эрозионных форм в изучаемом районе — Тласкальском тектоническом блоке позволила нам провести наблюдения за латеральным поведением стратиграфических слоев в ряде барранок. Но в полной мере геолого-геоморфологическое профилирование было выполнено для двух из них: Молодой и Бибуса. На более доступных и обнаженных стенках восточной экспозиции этих эрозионных форм были выбраны 6–7 геологических разрезов, где были описаны и замерены стратиграфические слои, зарисовано простираание слоев по падению склона (продольному профилю). Позиции и расстояния между разрезами были замерены с помощью GPS. Он был откалиброван на поверхности главного почвенно-тепелатного разреза Тлалпан. Предварительное картографирование поверхностных отложений было выполнено в местах, обнаженных плоскостной эрозией (в головках барранок), а также для голоценовых отложений — в пределах бывших днищ барранок (в настоящее время террасах).

3.4.4. Геолого-геоморфологическое и палеопочвенное исследование в Сан-Пабло

В опорных разрезах Сан-Пабло выделены основные стратиграфические слои. Параллельно в траншее методом геолого-геоморфологического профилирования были замерены глубины залегания пород и палеопочв в дополнительных разрезах. Хорошая обнаженность стенок траншеи в интервале глубин 4–10 м позволила визуально проследить изменения литологических слоев и палеопочв по латерали, выделить палеокатены и палеоврезы. Разрезы, в которых производился замер глубин слоев, выбирались с учетом геолого-геоморфологического строения — в местах появления новых литологических слоев или геоморфологических узлов. Одновременно с замером глубин слоев и измерением расстояний между разрезами зарисовывалось простираание литологических слоев и палеопочв, строение погребенных врезов, а также их фотографирование. В результате в траншее было прослежено простираание палеопочв и выделено несколько разновозрастных катен.

3.4.5. Изучение катен и фациальных сопряжений

Почвенно-геохимические сочетания по склонам — катены являются важными индикаторами пространственного разнообразия почв и материнских пород, свидетелями малейших изменений в мезо- и микрорельефе, отразившихся в строении почв и фациальных преобразованиях литологических слоев. Особое значение это имеет в таких районах со сложным рельефом, разнообразными почвами, прошедшими многоэтапное развитие ландшафтами, как изучаемый, к тому же периодически испытывающий недостаток или избыток влаги. Возникшая на поверхности малейшая депрессия с водоупором в виде горизонта тепетате, способного какое-то время удерживать воду, вызвала образование луж, озерца, что создавало условия для локального оглеения или окарбоначивания пород и почв (в зависимости от климатических условий — более влажных или более сухих). Поэтому на всем изученном пространстве — в бассейне барранки Консепсион с притоками, особенно на сниженных участках склонов, встречаются различные сочетания почв и палеопочв: оглеенных и неоглеенных вариантов камбисолей, следов озерного осадконакопления. Разнообразны сочетания пород склонового генезиса, имеющих общее название коллювий, включающих отложения, различающиеся текстурой, цветом, гранулометрическим составом, плотностью и рядом других свойств. Сюда входят рыхлые породы, отложенные преимущественно водными потоками на склонах и в линейных депрессиях: делювий — результат плоскостной эрозии, пролювий — отложения конусов выноса оврагов, барраночный аллювий — отложения сезонных малых водотоков.

3.4.6. Пространственно-временные корреляции

Одним из заключительных этапов эволюционно-ландшафтно-го исследования явилось проведение корреляций (сопоставлений) строения разных разрезов на основе стратиграфических (временных) реперов. Большое значение для осуществления корректных корреляций являются данные радиоуглеродного датирования, особенно для слоев коллювия, слабо развитых почв, чьи яркие диагностические признаки еще не успели сформироваться.

Корреляции проводились для голоценовых почв, позднеплейстоценовых палеопочв и слоев Серой толщи по продольному профилю барранок Тлалпан, Молодой, Бибуса. Кроме местных корреляций имеет значение сопоставление палеогеографических событий смежных и отдаленных районов, реконструированных другими методами.

3.4.7. Реконструкции палеоэкологических условий и этапов развития ландшафтов

Определение механизмов и восстановление последовательностей взаимосвязанных процессов в развитии ландшафтов, трендов и темпов их эволюции является заключительным звеном эволюционно-ландшафтных исследований. Важной частью этого исследования является поиск современных аналогов состояний геосистем, присущих тем или иным эволюционным этапам. Для реконструкции общей картины эволюции ландшафтов особое значение имеет определение последовательности ответных реакций на изменение климата или другого ландшафтоформирующего фактора — «цепочки» состояний геосистем, когда одно событие вызывает закономерный ряд последующих состояний, как постепенных, так и катастрофических (цепная реакция). Например, «эффект ядерной зимы» при извержении вулканов. Извержение вулкана продуцирует выброс большого количества пемзы и пепла, что влечет увеличение облачности и снижение потока солнечной радиации. В свою очередь, это провоцирует сильные ливни в регионе, увеличение увлажненности и снижение температуры (холодная и влажная климатическая фаза, обусловленная активной вулканической деятельностью).

Другой пример: пожары в лесной зоне, возникающие в результате продолжительных засух, особенно сильны в расчлененной оврагами местности (на склонах). Они дают импульс плоскостной эрозии, в результате чего склоны лишаются не только растительного, но и почвенного покрова. Неровности на склонах, незащищенных растительностью, способствуют концентрации водного потока, увеличивают его силу, ведут к образованию твердых поверхностных пород — тепетате, что еще значительно концентрирует водные потоки, превращая их из безрусловых в русловые. Возникает линейная эрозия (последовательная смена эрозионных форм от мелких форм: рытвин и промоин до оврагов), что в результате приводит к расчленению склонов и формированию крупных барранок. Расчлененная многочисленными оврагами поверхность не способствует удержанию влаги в ландшафте. Вода стремительно скатывается по барранкам в принимающие бассейны, что еще в большей степени усугубляет эффект засухи. Затем по мере ослабления скорости водных потоков врезы заполняются коллювием. Поверхность выравнивается. Эрозия, как линейная, так и плоскостная, затухает. Склоны зарастают растительностью. Формируются почвы, и эффект засухи не возникает.

ГЛАВА 4. ИССЛЕДОВАНИЕ КЛЮЧЕВОГО УЧАСТКА ТЛАЛПАН

В двух обнажениях нами был изучен разрез Тлалпан, содержащий 7–9 хорошо сохранившихся палеопочв, разделенных тепета-те (Sedov et al., 2009b). В дальнейшем изучение проводилось на всем водосборном бассейне: на плато, по склонам, на террасах и в днищах барранок эрозионной системы Концепсион (Сычева, Седов, Соллейро-Реболledo, 2013). Мы изучали радиальные барранки, различающиеся по размерам (водосбору, длине, сложности — количеству отвершков) и, вероятно, по возрасту: Длинную, Тлалпан, Молодую, Бибуса, Минор (рис. 15).

4.1. Морфологические и физико-химические характеристики опорного разреза Тлалпан

Разрез 1/03 представляет наиболее полное строение плейстоценовой толщи, находится сразу после места слияния двух вершинных отвершков барранки Тлалпан (рис. 15). Он расположен на высоте 2615 м над уровнем моря, его координаты 19°27'55.5" с.ш., 98°18'38.2" в.д. Данный почвенно-тепетатный профиль неоднократно изучался мексиканскими, немецкими и российскими учеными (Werner, 2001; Sedov et al., 2003a; 2009b; 2011; Poetsch, 2004; Solis-Castilio, 2012; Сычева, Седов, Соллейро-Реболledo, 2013).

В его строении по преобладающим цветам выделены три толщи (юнита), названные Серой, Бурой и Красной (Werner, 2001; Sedov et al., 2003a). Цвет почвенных горизонтов — важный диагностический критерий в почвенной классификации (IUSS, 2006). Цвет каждого горизонта был определен с помощью цветовой шкалы Манселла (Munsell, 2000). Хотя все горизонты имеют желтовато-красный оттенок, три главные толщи легко распознаются на основе их цвета. Серая толща демонстрирует темные и сероватые цвета. Бурая толща характеризуется различными оттенками буро-

го цвета. Красная толща наиболее интенсивного красного цвета. Цвета в Серой толще показывают наиболее темные тона в верхнем горизонте.

В разрезе представлены семь почв (индексированные ТХ 1–ТХ 7), которые вполне различимы и представлены горизонтами лювисолей (рис. 18, вставка). Две верхние почвы относятся к Серой толще, три палеопочвы — к Бурой и три палеопочвы описаны в Красной толще. Педокомплексы ТХ 1–ТХ 7 развивались на вулканических пеплах и в пределах некоторых тепетате (Sedov et al., 2003b; 2009b). Для почвы Красного юнита ТХ 7 получена дата около 900 млн лет (Sedov et al., 2009b).

Почвы разных толщ отличаются различной сохранностью профилей, что свидетельствует о различиях в интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов в последующую после почвообразования эпоху с экстремальными условиями. Наиболее эродированы профили Бурой и Красной толщ. Некоторые из почв Серой толщи сохранили полный профиль или часть гумусового профиля. Степень сохранности отразилась в специфике физико-химических и других свойств палеопочв разных толщ.

Три главные толщи четко выделяются по содержанию органического вещества. Оно максимально в дневной почве (3,7%). Для основной палеопочвы ТХ 2 Серой толщи (с возрастом около 33 000–38 000 л. н.) содержание гумуса 0,8%. Некоторое повышение содержания гумуса отмечено для палеопочв Красной толщи (0,38–0,55%). Наименьшее содержание гумуса обнаружено в Бурой толще — не более 0,2–0,3%; рНвод поверхностных горизонтов составляет 6,3, Серой толщи — 7,5–8. В тепетате рН ниже, чем в гор. Vt.

Горизонты Vt содержат меньше вулканического стекла, чем горизонты BC (тепетате). Глина присутствует во всех горизонтах, как почвах, так и в тепетате. Как показал гранулометрический анализ, содержание глины в гор. Vt высокое (до 41%), наименьшее количество в гор. BC (тепетате — до 28%).

Большинство фитоцитов — опаловых образований, формирующихся в растительных клетках, найдено в Серой толще, но они есть в почвах Красной толщи и в некоторых тепетате. В наиболее молодой из толщ — Серой найдены остатки диатомовых водорослей. Т. Пётч (Poetsch, 2004) объясняет это тем, что некоторые вул-

каны на блоке Тласкала при извержении разносили фрагменты древних озерных пород в пределах выпадения пепла. По нашим предположениям, которые мы обоснуем ниже, это может быть связано с озерным этапом в развитии ландшафтов.

Интересующая нас наиболее молодая часть профиля мощностью более двух метров — Серая толща включает две палеопочвы — ТХ 1 и ТХ 2, разделенные тепетате — ТР 1 (рис. 19, вкладка). Поверхностный слой — коллювий преобразован человеческой деятельностью и включает фрагменты керамики постклассического периода — фаза Ацтек II (Heine, 2003). Сразу под ним развиты два гумусовых горизонта, различаемые главным образом по структуре, но относящиеся к палеопочве ТХ 1 Серой толщи. Верхний горизонт Ah имеет зернистую структуру, нижний гор. АВ — призматическую структуру. Иллювирированная глина представлена шоколадно-коричневыми, глинистыми кутанами в каналах и трещинах (Sedov et al., 2009b). Обе почвы определены как люви-соли. ^{14}C -возраст горизонта Ah палеопочвы ТХ 2 по препарату гуминовых кислот — более 33 000 л. н. (Werner, 2001) и $38\,160 \pm 588$ л. н. (Sedov et al., 2009b). Это дает основание считать, что эта часть разреза формировалась в течение МИС 3 и МИС 2, включая максимум последнего оледенения. Интересно, что в верхней и средней частях этой толщи были обнаружены карбонатные конкреции, которые мы сначала считали продуктом плейстоценового почвообразования. Однако радиоуглеродная датировка из этих новообразований, 1310 ± 40 л. н. (CURL-5809), ясно показала, что они гораздо моложе и связаны с процессами голоценового педогенеза, проникающими в нижележащие плейстоценовые осадки и палеопочвы.

В разрезах 1a/03 и 1b/03, расположенных ниже по склону, появляются новые горизонты почв и тепетат, усложняющих строение верхней части Серого юнита. Верхняя почва ТХ 1 — составная, подразделяется уплотненным гор. ВС на два самостоятельных почвенных уровня: ТХ 1a и ТХ 1b, что аналогично строению в разрезе Мамут (Sedov et al., 2009b) (рис. 13 А, Б, вкладка). Нижняя погребенная почва Серой толщи — ТХ 2 образует палеокатену. Ниже по склону ее профиль становится менее эродированным и более оглееным профилем. Такое изменение строения Серой толщи свидетельствует о том, что в данном месте присутствовала

локальная депрессия, образовавшаяся ранее 38 000 л. н., т.е. прежде, чем палеопочва ТХ 2, и унаследованная в следующие этапы почвообразования.

4.2. Геолого-геоморфологическое профилирование и стратиграфия

4.2.1. Барранки Тлалпан и Старая

Барранка Тлалпан — радиальная эрозионная форма, идущая от вершины малого разрушенного вулкана и впадающая в барранку Концепсион. Поверхность лежит на высоте 2619 м над уровнем океана. Это самая высокая точка изучаемого пространства.

Вершина барранки имеет своеобразное булавовидное очертание, это достаточно обширная открытая котловина. Далее такие формы будут именоваться головками барранок. Головка барранки Тлалпан сильно нарушена антропогенными процессами: дорогами, экспериментальной площадкой.

Головку барранки характеризует строение разреза 6/07, где работал Т. Пётч (разрез 6/07; рис. 20, вкладка) (Poetsch, 2004). Здесь сверху вниз в Серой толще обнажаются: ТХ 1а — почва с гор. А1 и АВ; ТР 1 — светлая оглеенная тепетате; ТХ 1b — оглеенная лювисоль с сизовато-бурыми глинистыми кутанами — аналог почвы ТХ 1b разреза Мамут с радиоуглеродным возрастом около 19 000–20 000 л. н. (Sedov et al., 2009b); ТР 2 — серовато-белесая тепетате; ТХ 2 — светло-серая оглеенная лювисоль, с радиоуглеродным возрастом гор. Ah около 38 000 л. н.; ТР 3 — бурая тепетате.

В площадку головки, сложенную бурой тепетате, врезаны два глубоких оврага с отвесными стенками (рис. 21, вкладка), в которых обнажается Бурая толща с тремя гор. Vt, сохранившимися от эродированных палеопочв (лювисолей), и тремя тепетатами — ТР 3, ТР 4, ТР 5. Ниже залегает Красная толща со сложной системой иллювиальных горизонтов (не менее трех) и не менее двух подстилающих тепетате. То есть строение Бурой и Красной толщ практически аналогично строению главного профиля Тлалпан.

Ниже по склону в 50 м от основного разреза Тлалпан 1/03 поверхность резко снижается примерно на 7 м. В правой стенке барранки прослеживается заполненный наносами овраг (рис. 22, вкладка). Древний врез размыл Бурую толщу, иллювиальные горизонты Красной толщи и остановился на тепетате. Палеоовраг заполнен палево-бурыми слоистыми отложениями склоново-

пролювиального генезиса (коллювий М 3) мощностью около 4 м с погребенной почвой, от которой сохранился оструктуренный гор. АВ. Выше этой почвы развита светло-палевая тепетате ТР — плотная, глыбистая (зубовидная), образующая ступень мощностью около 1 м (рис. 23, вкладка). Над ней залегает желтовато-палева коллювиальная толща мощностью около 1,5–2,5 м — коллювий М 2, в верхней части переработанный почвообразованием и перекрытый современным коллювием — М 1.

Ниже по склону в 80 м от разреза 1/03 барранка Тлалпан расширяется за счет объединения с крупным правым отвершкой и приобретает Х-образный вид, разветвляясь вверх и вниз по продольному профилю (рис. 24, вкладка). В этом месте сохранились останцы древнего днища, прорезанного обоими крупными отвершками барранки Тлалпан. Останцы сложены слоистым коллювием М 3, включающим в верхней части две погребенные почвы, хорошо выраженные за счет оскольчатой структуры, в большей степени подверженной выветриванию и осыпанию, чем слои коллювия и тепетате.

Правый отвершек — более молодой овраг (с обнаженными вертикальными стенками), названный нами Молодой барранкой, левый — Старой барранкой.

В низовьях барранки Тлалпан поверхность склонов заметно снижается. Борта барранки имеют разное строение: левый вскрывает Красную толщу в основании (разрезы 6/03 и 13/07), правый — слоистый коллювий (13а/07), т.е. современный овраг проходит по прислонению древнего заполненного вреза к коренному склону.

4.2.2. Молодая барранка.

Простирается примерно параллельно Старой барранке в юго-западном направлении и соединяется с ней через 600 м, образуя барранку Тлалпан. На расстоянии 150 м от головки она сближается со Старой барранкой, а затем вновь расходится. В верхней части продольного профиля в стенках Молодой барранки, в ее правом борту обнажаются три толщи: Серая, Бурая и Красная, — выделенные в главном профиле Тлалпана.

Молодая барранка начинается с циркообразной головки диаметром около 70 м. Высота стенок депрессии составляет 2,5–4,5 м (рис. 25, вкладка). Днище депрессии сложено тепетате ТР 3, которая коррелируется с первой тепетате Бурого юнита основного разреза 1/03 — ТР 3. Площадка слабо наклонена согласно падению тальвега барран-

ки — на юг-юго-запад. Подобным образом изменяется высота обнаженных стенок головки. Стенки головки на ближайшем участке, к Длинной барранке, местами размыты (до уровня второй тепетате TP 2), а на площадке головки сохранились останцы, сложенные этой тепетате и гор. Vt — первой почвы Бурой толщи.

В стенках циркообразной головки Молодой барранки строение Серой толщи варьирует в зависимости от положения в микрорельефе (разрезы 20/07 и 19/07). Здесь появляются новые слои, которых нет в опорном разрезе 1/03.

В *разрезе 19/07*, расположенном на высокой части склона, сохранившейся от размыва, представлена Серая толща мощностью 220 см, а также верхняя часть Бурой толщи (рис. 26, вкладка). Сверху вниз залегают (рис. 27) современный коллювий (0–10 см) — палевый опесчаненный суглинок и культурный слой (10–30 см) — темно-серый суглинок, содержащий углистые остатки и антропогенные артефакты: отщепы и орудия из обсидиана, фрагменты керамики (рис. 28 А, Б, вкладка). Оба слоя, особенно нижний, бесструктурны и уплотнены, держат вертикальную стенку. Есть вероятность, что со временем или ниже по склону они превратятся в тепетате.

Ниже на глубине 30–100 см залегает верхняя погребенная почва — слабооглеенная лювисоль с горизонтами АВg (30–50 см), представленным светло-серым суглинком мелкооскольчатой структуры, и Vtg (50–100 см) — палево-бурый суглинок оскольчатой структуры. Книзу педы вертикально ориентированы, укрупняются. Стенки педов покрыты глинистыми кутанами.

Почву подстилает зубовидная тепетате TP 1 (100–170 см) — светло-серый опесчаненный суглинок. Ниже развита почва с гор. Ah (170–190 см) ¹⁴C-возрастом по препарату ГК — $13\,350 \pm 150$ л. н. (табл. 3) и гор. Vtg (190–220 см).

Обе почвы моложе верхней почвы опорного разреза Глалпан TX 1 и почвы TX 1a разреза Мамут и относятся к позднеледниковью. Нижний горизонт Серого юнита — тепетате TP 2 (220–370 см) — палево-бурый плотный опесчаненный суглинок.

Ниже залегает почва TX 3 Бурого юнита, представленная гор. Vt (370–410 см) — бурым суглинком ореховатой структуры (лювисоль). Она подстилается тепетате TP 4 (410–450 см) — опесчаненный плотный малопористый суглинок.

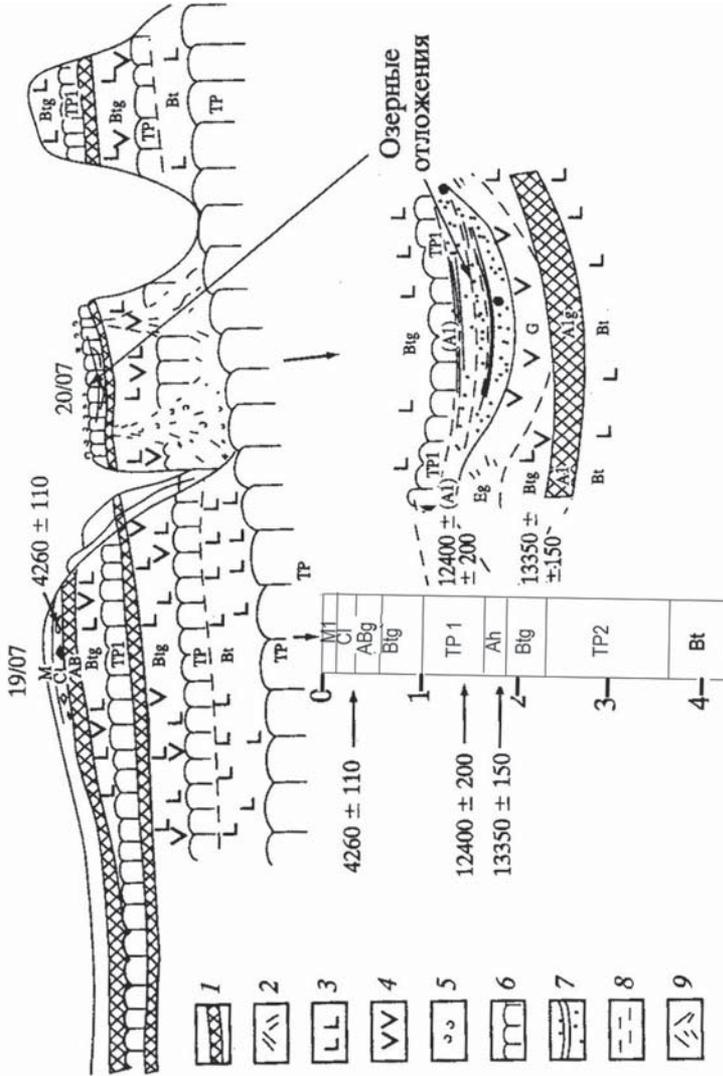


Рис. 27. Строение разрезов 19/07 и 20/07 в головке Молодой барранки. Условные обозначения для рис. 27, 33, 36, 45; почвенные горизонты: 1 — гумусово-аккумулятивный; 2 — элювиальный; 3 — иллювиально-глинистый; 4 — оглеения; 5 — карбонатный; отложения: 6 — телетате; 7 — озерные; 8 — коллювий; 9 — осыпь
 Fig. 27. The stratigraphy of the sections 19/07 and 20/07 in the source area of the Young Barranca. Legend for the Fig. 27, 33, 36, 42, 44: soil horizons: 1 — humus; 2 — eluvial; 3 — clay-illuvial; 4 — gleyic; 5 — carbonate; 6 — tepetate; 7 — lacustrine sediments; 8 — colluvial sediments; 9 — flake off material

Таблица 3. Результаты радиоуглеродного датирования почв и отложений

Table 3. The results of the radiocarbon Dating of soils and sediments

Геоморфологическое положение, № разреза	Глубина, м	Порода, почва, горизонт	Индекс лаборатории — № обр.	Радиоуглеродный возраст, л. н.	Отклонения	Датируемый материал
Останец террасы в барранке Длинной, 5/03 «Корабль»	1,25	TP1	Ki-10869	2340 ± 70	1σ 521–355 BC 2σ 561–345 BC	ГК
	1,9	Почва Ah	Ki-10870	3160 ± 70	1σ 1517–1387 BC 2σ 1603–1553 BC 1637–1261 BC	ГК
	2,8	TP 3	Ki-10871	4300 ± 70	1σ 3023–2875 BC 2σ 3099–2837 BC 2817–2665 BC	ГК
Молодая барранка, 19/07	1,8	Почва Ah	Ki-14387	13350 ± 150	1σ 14450–13750 BC 2σ 14800–13100 BC	ГК
	0,15	КС	Ki-14586	4260 ± 110	1σ 3020–2830 BC 2σ 3350–2450 BC	Керамика
Молодая барранка, 20/07	0,1	Над TP1	Ki-14388	4190 ± 100	1σ 2890–2620 BC 2σ 3050–2450 BC	Карбонаты
	0,2	TP1 (Ah)	Ki-14392	12400 ± 200	1σ 13100–12150 BC 2σ 13600–12100 BC	ГК
Молодая барранка, 8/07, палеоврез	1,8	Почва Ah	Ki-14386	6260 ± 100	1σ 5330–5060 BC 2σ 5500–4900 BC	ГК
Молодая барранка, 11/07	2,9	Почва Ah	Ki-14391	8100 ± 110	1σ 7200–6980 BC 2σ 7450–6650 BC	ГК
Молодая барранка, 11/07	2,7	TP1 (Ah) Тепетате	Ki-14472	8220 ± 100	1σ 7350–7080 BC 2σ 7530–7040 BC	ГК
Барранка Консепсион, 16/07	4,0	Коллювий (A1)	Ki-14389	5580 ± 120	1σ 4550–4320 BC 2σ 4750–4050 BC	ГК
	3,5	TP (A1)	Ki-14390	6830 ± 90	1σ 5800–5630 BC 2σ 5900–5600 BC	ГК
Барранка Тлалпан, 13а/07	3,4	TP (Ah)	Ki-14386	8190 ± 100	1σ 7330–7060 BC 2σ 7550–6800 BC	Кость
Барранка Тлалпан, 28/07	2,4	Коллювий (A1)	Ki-14387	13600 ± 100	1σ 14650–14100 BC 2σ 15000–13800 BC	Уголь

Разрез 20/07 расположен в северной части головки, 20 м вверх от разреза 19/07, на месте, где вследствие размыва удалена верхняя часть разреза и на поверхность выходит тепетате TP 1 (рис. 25, вкладка; рис. 27, 29, вкладка). Эта тепетате сложена переотложенным гумусовым горизонтом (Ah). На ее поверхность экспонированы карбонатные конкреции, вымытые из голоценовой почвы с древним КС. Их радиоуглеродный возраст — 4190 ± 100 л. н. (рис. 28 А, вкладка, табл. 3). Близкий возраст имеет керамика — 4260 ± 110 л. н., также вымытая из культурного слоя. Из тепетате TP 1 (Ah) отобран образец на ^{14}C -датирование. Его радиоуглеродный возраст оказался позднеледниковым — 12400 ± 200 л.н. Ниже слоя (Ah) развита оглеенная лювисоль с профилем: гор. Eg — белесовато-палевый опесчаненный суглинок с Mn-конкрециями, гор. Bhg — оструктуренный бурый суглинок. В палеодепрессии эти горизонты замещаются линзовидной слоистой толщей, образованной за счет переслаивания песчаных и глинистых слоев и подстилаемой глеевым горизонтом. Горизонты Eg и G насыщены Mn-Fe-микроортоштейнами с диаметром более 4 мм. Эти горизонты тепетизированы и фациально замещают тепетате TP 1 разреза 19/07.

Под ними залегает хорошо выраженный уровень темной почвы с оструктуренными гор. АВ и Vt, прослеживаемой в разрезах головки. В небольшой депрессии (под глеевым горизонтом) она оглеена и представлена гор. АВg и Vtg.

Таким образом, в наиболее высоких позициях, в головке барранки (разрезы 20 и 19), Серая толща включает коллювий с культурным слоем, две палеопочвы, возраст нижней — позднеледниковый (около 13 350 л. н.). Разделяющая их тепетате в разрезе 20 замещается уплотненными (тепетизированными) горизонтами: переотложенным (Ah), Eg и Vtg. А в небольшой депрессии нижние горизонты замещаются глеевым горизонтом, перекрытым слоистой толщей, отложенной в водной среде и, вероятно, небольшом озерце. Озерцо и сейчас присутствует рядом с головкой барранки, меняя свои размеры в зависимости от сезона дождей (рис. 30 А, Б, вкладка).

На участке склона от разреза 19/07 до разреза 7/07 (эродированный участок склона) описанные слои выклиниваются, и на поверхность, прикрытую маломощным современным коллювием, выходит первая тепетате Бурой толщи — TP 3.

Циркообразная депрессия (головка барранки) открывается врезом, заложённым на поверхности обнажённой тепетате ТР 3 Бурой толщи, быстро меняющимся от промоины до каньонообразного оврага глубиной 3–5 м (рис. 31, вкладка). Описываемая западная стенка головки барранки через размытую поверхность склона переходит в правый борт глубокого оврага. Днище оврага сложено тепетате Красной толщи.

На этой стенке (разрезы 7–11/07) заложено пять вертикальных профилей, где прослежено поведение основных стратиграфических слоев: палеопочв и тепетате вниз по простирацию склона (рис. 32, вкладка; рис. 33). Поверхности тепетате ТР 3, ТР 4 и ТР 5 местами образуют небольшие эрозионные террасы (уступы) на склоне Молодой барранки.

Вниз по склону Серая толща деградирует сильнее, чем в основном разрезе, и в разрезе 7/07 ее мощность составляет только 110 см.

Бурая толща, наоборот, очень хорошо обнажена и сохранена, за исключением полностью эродированного гор. Вt верхней почвы. Бурая толща представлена тремя тепетате: ТР 3, ТР 4, ТР 5 и двумя гор. Вt палеолювисолей. Два верхних тепетате Бурой толщи с разделяющими гор. Вt могут быть прослежены до разреза 9/03, пока они не срезаются эрозионными процессами, сформировавшими заполненный палеоовраг. Верхняя часть этой части профиля сложена коллювием в подошве с темной почвой, имеющей в разрезе 8/07 радиоуглеродный возраст 6200 ± 100 л. н. (см. табл. 3).

Аллювиально-коллювиальные отложения, заполняющие палеобарранку, срезают все наклонные слои Бурой толщи. Они имеют сложное строение и, несомненно, лежат в несогласии с современной поверхностью.

В разрезах 7/07 и 8/07 можно выделить четыре слоя тепетате: от ТР 3 — первой Бурой толщи до ТР 7 Красной толщи. Последняя следует падению склона, не нарушая его, и является сходной с описанной в разрезе 3/03.

Продольный профиль палеооврага двухступенчатый. Первая ступень связана с затрудненным размывом тепетате ТР 4. Вторую образует днище палеовреза, которое останавливается в верхней части Красной толщи (разрезы 11/07), ниже по продольному профилю — на уровне тепетате ТР 7 этой же толщи (разрез 13а/07). В заполнении палеовреза, начиная немного выше раз-

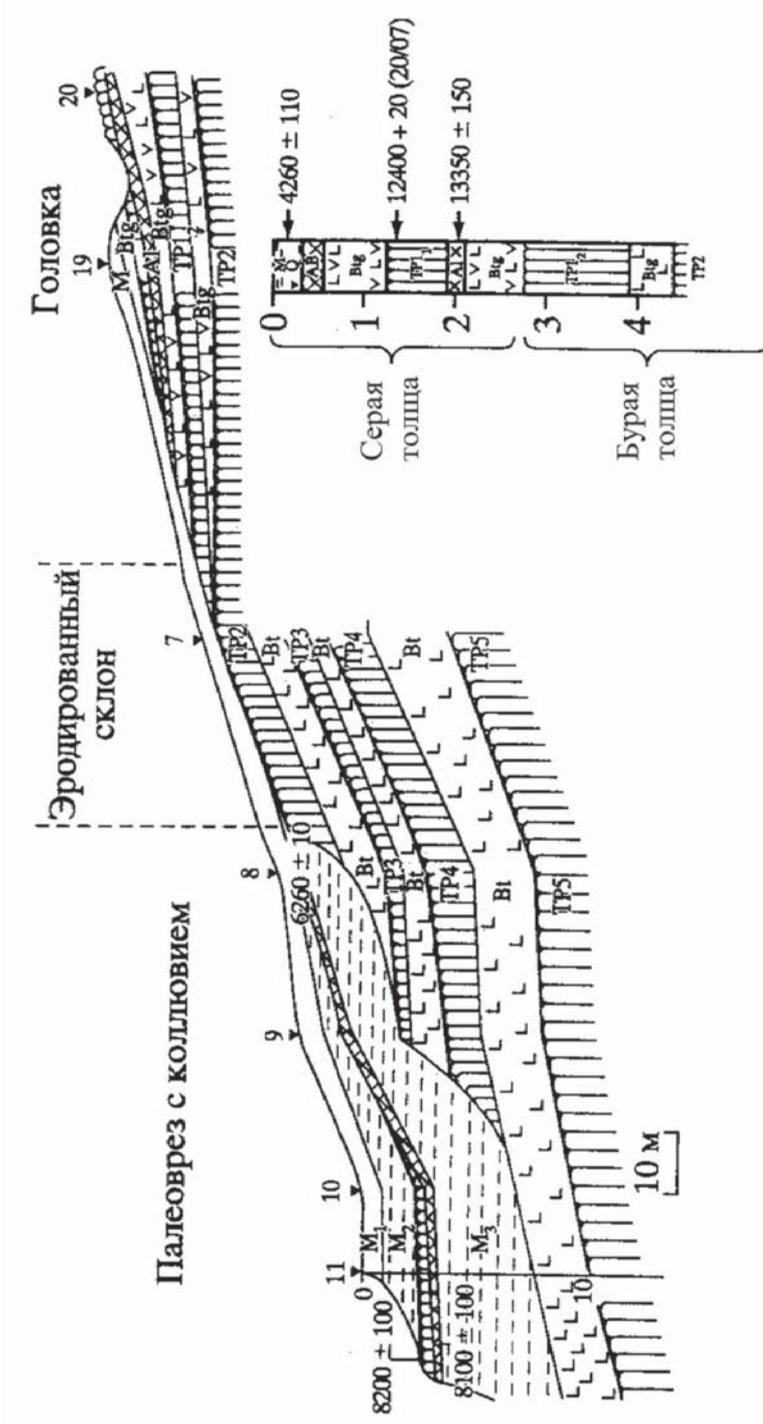


Рис. 33. Барранка Молодая. Геолого-геоморфологический профиль палеореза. Условные обозначения см. рис. 27
 Fig. 33. Young Barranca: geological/geomorphological profile of paleo-erosion. See the legend of the Fig. 27

реза 9/07 и до разреза 11/07, прослеживается погребенная почва, перекрытая зубовидной тепетате ТР 1 и коллювием М 2. В разрезе 11/03 определен радиоуглеродный возраст тепетате ТР 1 (в палеоврезе) — 8220 ± 100 л. н. и погребенной почвы — 8100 ± 110 л. н. (см. табл. 3). Она разделяет аллювиально-коллювиальные отложения на две генерации: барраночный аллювий (М 3), залегающий в палеоврезе, и колювий (М 2), перекрывающий палеовраг (рис. 32, вкладка; рис. 33).

Эрозионная палеоформа (палеобарранка) заполнена почвенными седиментами (М 3) бурого и серовато-бурого цвета с горизонтально-слоистой текстурой. Последняя обусловлена переслаиванием рыхлых буроватых суглинков с горизонтами слабо развитых маломощных почв и тепетизированных суглинков.

Ниже по склону, от Х-образного сближения со Старой барранкой до впадения в нее, Молодая барранка имеет вид каньона, прорезающего древние бурые аллювиально-коллювиальные отложения (рис. 34, вкладка). Современный овраг, таким образом, идет по более древнему заполненному врезу, наследуя его.

В устье Молодой барранки зубовидная тепетате ТР 1 залегает уже на тепетате Красной толщи, а верхняя четырехметровая толща аллювио-коллювия сложена серым слоистым гумусированным суглинком, образованным за счет переотложения гумусовых горизонтов позднеледниковых и раннеголоценовых почв (разрезы 12/07, 13а/07) (рис. 35 Б, Г, 35 А, В, вкладка).

4.2.3. Барранка Бибуса

Барранка Бибуса расположена в сниженной части склона, между барранками Концепсион и Тлалпан, и простирается субпараллельно Молодой барранке — с севера на юг, впадая в барранку Тлалпан (рис. 15). Морфология барранки Бибуса, как и Молодой барранки, включает три основные части: циклообразную головку (разрезы 14/07; 15а, в; с/07) с останцами былой поверхности выравнивания (разрез 21/07); расширенную эродированную часть с донным, сильно меандрирующим оврагом; каньонообразный овраг, идущий по палеоврезу (рис. 36 А).

Головка барранки Бибуса имеет большую площадь, чем головка Молодой барранки. В диаметре она достигает 100 м. В середине верхней части цирка сохранились крупные останцы современной поверхности (разрез 21/07), спасенные от размыва корнями кус-

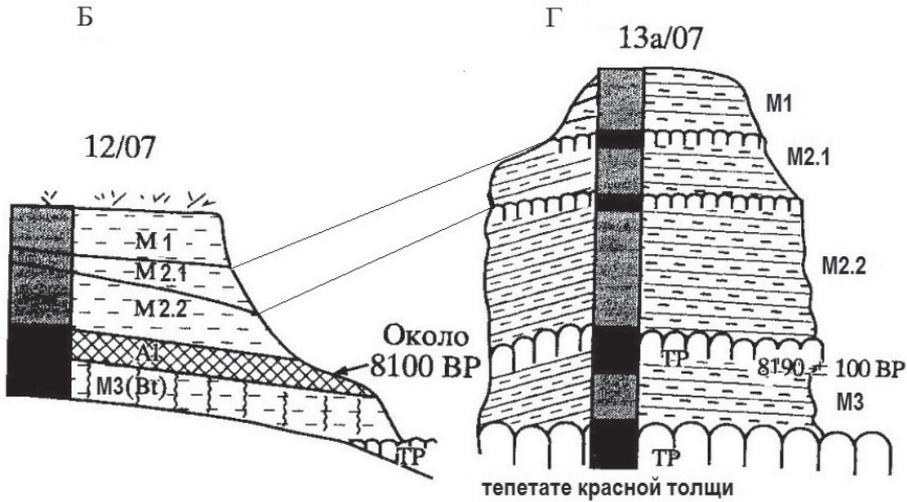


Рис. 35. Разрезы в низовьях барранки Тлалпан: 12/03 (Б) и 13a/07 (Г), слоистый гумусированный аллювио-коллювий на красной тепетате

Fig. 35. The exposures of the downstream area of barranca Tlalpan: 12/03 (B) and 13a/07 (Г); laminated humic alluvial/colluvial sediments overlying red tepetate

тарников или опунции (рис. 37, вкладка). Площадка головки барранки заметно наклонена в сторону падения склона — на юг, и сложена не только бурой тепетате ТР 3, но и местами более древней — белой тепетате ТР 4.

В середине цирка — на обнаженной поверхности площадки, сложенной тепетате, промоины быстро переходят в овраг с отвесными стенками и сильно меандрирующим руслом (рис. 38, вкладка). Борты оврага, соединяясь с бортами головки барранки, образуют узкий каньон глубиной свыше 10 м (рис. 39, вкладка). Современный овраг прорезает палеоврез, заполненный несколькими слоями аллювио-коллювия и погребенной почвой (разрезы 17/07, 26/07).

С север-северо-востока в него впадает небольшая эрозионная форма — барранка Минор (см. рис. 36, А). Водораздел между оврагами Бибуса и Минор сильно эродирован. Поверхность мыса сложена древней белой тепетате. Благодаря корневой системе дерева, кустарников и кактусов здесь сохранилось несколько останцов современной поверхности (разрезы 18/07, 18a/07).

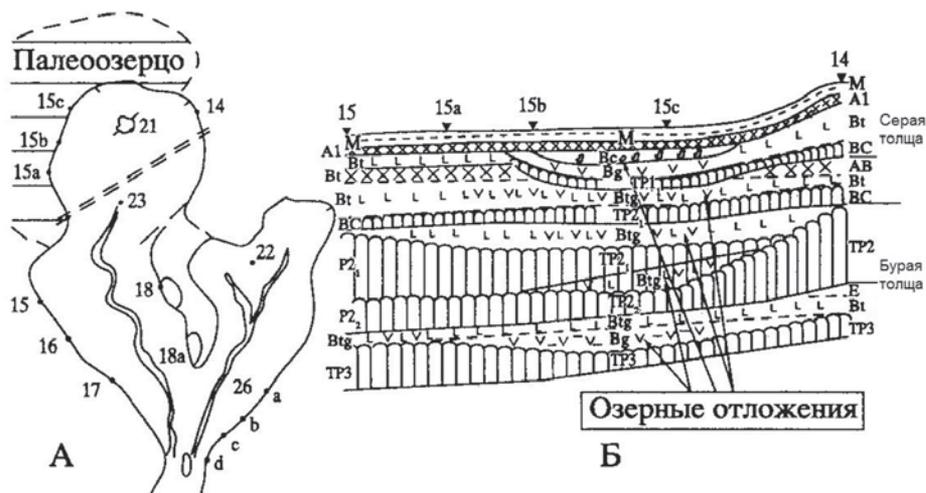


Рис. 36. Барранка Бибуса: А — морфология и размещение разрезов; Б — строение разрезов в головке барранки. Условные обозначения см. рис. 27.

Fig. 36. Barranca Bibus: А — location of the sections; В — stratigraphy of the sections in the source area of Barranca. See the legend of the fig. 27

Хорошая обнаженность стенок барранки Бибуса, особенно борта восточной экспозиции, позволила детально проследить изменение не только основных стратиграфических слоев, но и выделить новые, ранее не описанные слои, изучить катены, несогласия в залегании слоев.

Строение пород в верхней части барранки охарактеризовано профилем в северо-восточной части циркообразной головки (разрез 14/07) (рис. 40, вкладка) и профилем, где начинаются интенсивные эрозионные процессы в барранке (разрез 15/07), а также катенарными и фациальными сопряжениями в локальном понижении в западной части барранки (разрезы 15а/07, 15в/07, 15с/07) (рис. 41, вкладка). Здесь обнаруживается неоднократное унаследование древней депрессии, существовавшей на уровне ТР 3 — первой тепетате Бурой толщи, катенами Серой толщи (рис. 36, Б).

В **разрезе 14/07**, характеризующем головку барранки Бибуса, вскрывается наиболее полное строение пород Серой и верхней части Бурой толщи (см. рис. 36, Б; рис. 40, вкладка). Серая толща представлена аллювио-коллювием и двумя погребенными почвами, разделенными гор. ВС, рыхлым, не тепетизированным.

В разрезе 14/07 сверху вниз обнажается голоценовый коллювий (М 1) мощностью 30 см, похожий на тепетате, — плотный, сцементированный, темно-серый, ожелезненный суглинок с многочисленными копролитами и фрагментами керамики. После резкого перехода развита погребенная почва ТХ 1 с гор. А1 (30–50 см) — темно-серым, рыхлым суглинком ореховатой структуры, и гор. Вt (50–140 см) — серовато-бурым суглинком, от ореховатой до крупноореховатой, с обилием гумусово-глинистых кутан. Ниже залегает гор. ВС (140–170 см) — светло-бурый уплотненный суглинок крупноореховатой структуры с меньшим количеством кутан (аналог ТР 1). Кутаны представлены только на поверхности педов, внутри пор их нет. Переход резкий по структуре. В интервале глубин 120–235 см развита погребенная почва ТХ 2 с гор. А1В (120–220 см), представленным слабогумусированным суглинком с оскольчатой структурой, с тонкими кутанами и марганцовистыми новообразованиями, и гор. Вt (220–235 см), крупнопризматической структуры, с большим количеством кутан. Обе почвы можно диагностировать как лювисоли разной степени развития. Иллювиальный горизонт переходит в гор. ВС — тепетате ТР 2 (235–290 см) — палево-бурый уплотненный опесчаненный суглинок. Ниже развита тепетате Бурой толщи ТР 3 (290–440 см), так как первая почва этой толщи (ТХ 3) не сохранилась.

В западной части головки между разрезами 14/07 и 15/07 прослеживается локальное понижение (разрезы 15/а, в, с), где заметно падение слоев в сторону, обратную падению тальвега барранки Бибуса (в сторону отвершка Длинной барранки). Депрессия заполнена глеевым белесовато-светло-сизым суглинком с карбонатными конкрециями (рис. 36, Б; рис. 41, вкладка). Глеевый горизонт залегает линзовидно, выклинивается в северном и южном направлениях и перекрывается современным коллювием мощностью только 25 см.

На микроводоразделе (разрез 15а/07) нет глеевого горизонта и темной почвы. Здесь под современным коллювием М 1 мощностью 40 см вскрывается погребенная лювисоль ТХ 1 с гор. ЕВt (40–60 см), ТХ 2 с гор. АВh (60–130 см) и гор. Вtg 130–150 см. Эти два горизонта ниже по склону депрессии (по катене) в разрезе 15в/07 замещаются глеевым гор. Вg. Ниже по разрезу 15а/07 раз-

вита Бурая толща, представленная почвой ТХ 3 с гор. Вt (150–300 см), подстилаемый тепетате ТР 3. На склоне понижения — в разрезе 15в/07 (транзитно-аккумулятивный сектор катены) — появляется оглеенный горизонт, в днище — в разрезе 15с/07 (аккумулятивный сектор) — он насыщен карбонатными конкрециями округлой формы размером 2–5 см. Глеево-карбонатный горизонт подстилается локально развитой тепетате — ТР 1, которая замещает верхний гор. ВС в разрезе 14/07.

В средней части продольного профиля, от **разреза 15/07**, начинается заметное падение основных слоев по тальвегу барранки. Здесь современный коллювий (М 1, 0–30 см) погребает почву ТХ 1 с гор. Ah (30–50 см) и гор. Вt (50–80 см), которая развита на погребенной почве ТХ 2 с гор. А1В (80–120 см) и гор. Вt (120–200 см). Ниже залегает гор. ВС (200–230 см), который коррелируется с ТР 2. Между почвами ТХ 1 и ТХ 2 тепетате нет.

На уровне второй погребенной почвы ТХ 2 прослеживается палеокатена: вправо от разреза 15/07 гумусовый и иллювиальный горизонты почвы замещаются оглеенными вариантами, затем на уровне гор. Вg появляются карбонатные конкреции (рис. 41, вкладка). Эта катена подстилается ТР 3. Она более древняя, чем описанная выше катена на уровне первой погребенной почвы (разрезы 15а, в, с).

Слева от разреза 15/07 Серая толща выклинивается и замещается аллювио-коллювием, который в разрезе 16/07 достигает мощности 1,5 м.

Разрезом 16/07 вскрывается начало двух врезов, заполненных аллювио-коллювием разных генераций (рис. 42, вкладка; рис. 43). Локально развитый аллювио-коллювий М 1–1, залегает линзовидно в полностью заполненном овражке. Здесь под современным коллювием М 1 развита лювисоль, преобразовавшая коллювий на горизонты ЕВt — Вt. Так как этим овражком срезаются нормально залегающие слои Серой толщи, описанные в разрезах 14 и 15, следовательно, он наиболее молодой. Ниже, до глубины 200 см, развит слоистый, сцементированный по отдельным слоям аллювий более древней генерации, заполняющий крупный врез (палеобарранку). Палеоврезом частично срезается тепетате ТР 3 Бурой толщи. Он прослеживается на противоположной стенке

барранки Бибуса, где наиболее прослеживается одна погребенная почва (рис. 44, вкладка; рис. 45 на с. 69, вставка).

Разрез 17/07 вскрывает палеоврез (палеобарранку), заполненный аллювиально-коллювиальными отложениями трех генераций (рис. 43 на с. 68; рис. 46, вкладка). Современный коллювий (0–20 см) тонким чехлом перекрывает нижележащие горизонты. Под ним сформирована почва с гор. Ah (20–40 см), развитая на коллювии М 2 (40–110 см), имеющем некоторые признаки иллювиирования глины и в нижней части тепетизированным. Ниже залегает темная почва, развитая во всех палеоврезегах — гор. Ah (110–125 см). Она развита на более древних аллювиально-коллювиальных отложениях М 3 (125–485 см), слоистых за счет чередования слегка тепетизированных и не тепетизированных слоев.

В данном разрезе слои Бурой толщи до глубины 485–580 см замещены слоем М 3.

Ниже по продольному профилю барранки, на юг от разреза 17/07, все слои до ТР 7 Красной толщи срезаны палеобарранкой, которая заполнена тремя генерациями аллювиально-коллювиальных отложений, образованных за счет разрушения и переотложения мелкозема почв (педоседиментов). Коллювий М 1 соответствует наиболее молодому — современному коллювию. Ниже залегают слои М 2 и М 3, разделенные погребенной почвой с горизонтом Ah. Отложения М 3 демонстрируют типичную слоистую текстуру, созданную сильными временными водотоками (барраночный аллювий).

Барранка Минор, впадающая в барранку Бибуса с север-северо-востока, также вскрывает этот же палеоврез (рис. 35 А, Б, вкладка). В его заполнении так же развита почва с горизонтом Ah, как в разрезе 17/07. Почва перекрыта коллювием М 1, тепетизированным в нижней части, переходящей ниже по склону в тепетате ТР 1. Темная почва, отражая древнюю поверхность, падает под углом 3,5°, и в разрезе 26/07 находится уже на 4 м ниже современной поверхности, разделяя слои коллювия М 2 и М 3.

4.3. Разрезы голоценовых отложений

Определить генезис современных почв, структуру почвенного покрова района исследования, а тем более реконструировать исто-

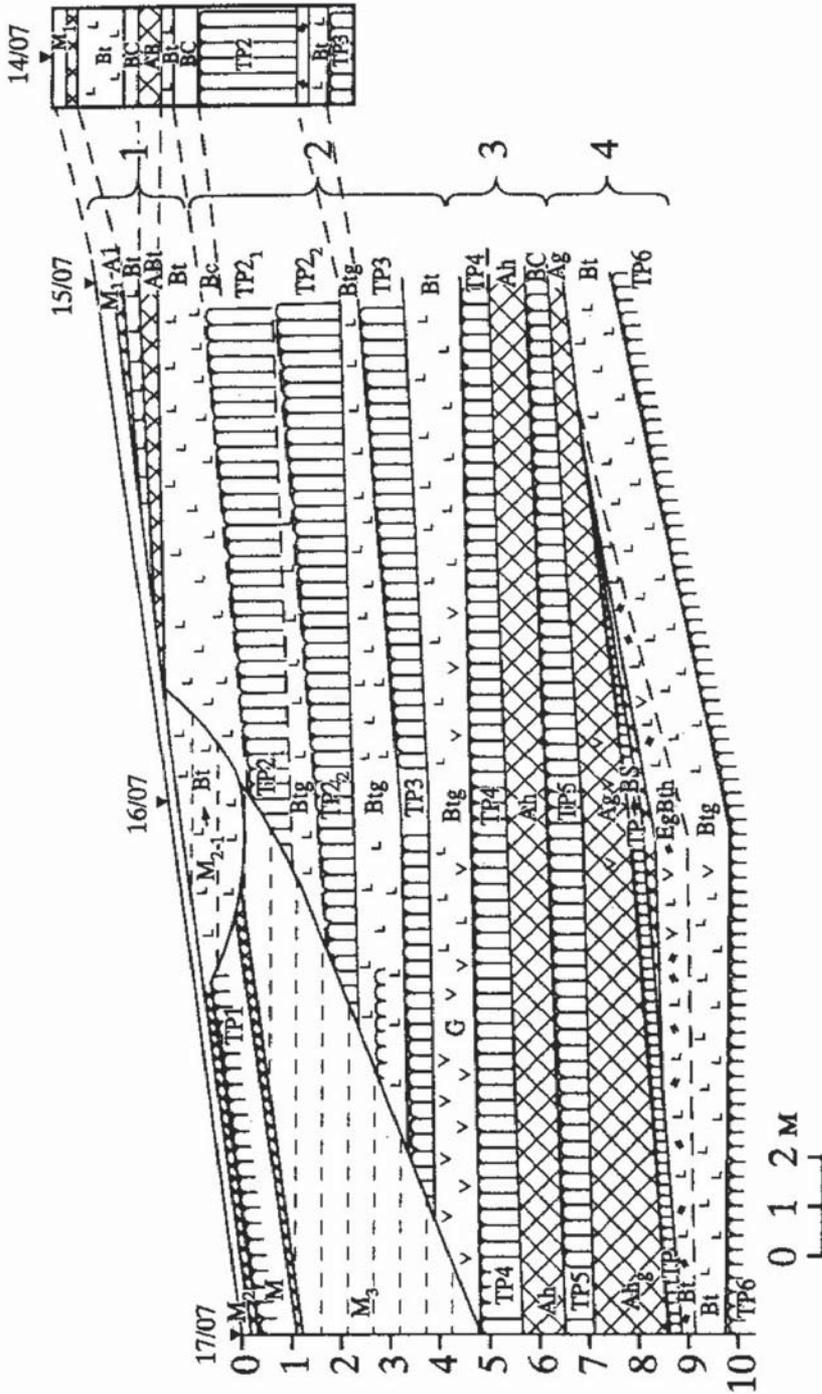


Рис. 43. Геолого-геоморфологический профиль барранки Бибуса. Условные обозначения см. рис. 27. Фигурными скобками обозначены толщи: 1 — серая; 2 — бурая; 3 — черная; 4 — красная
 Fig. 43. The geological/geomorphological profile of barranca Bibus. See the legend of the fig. 27

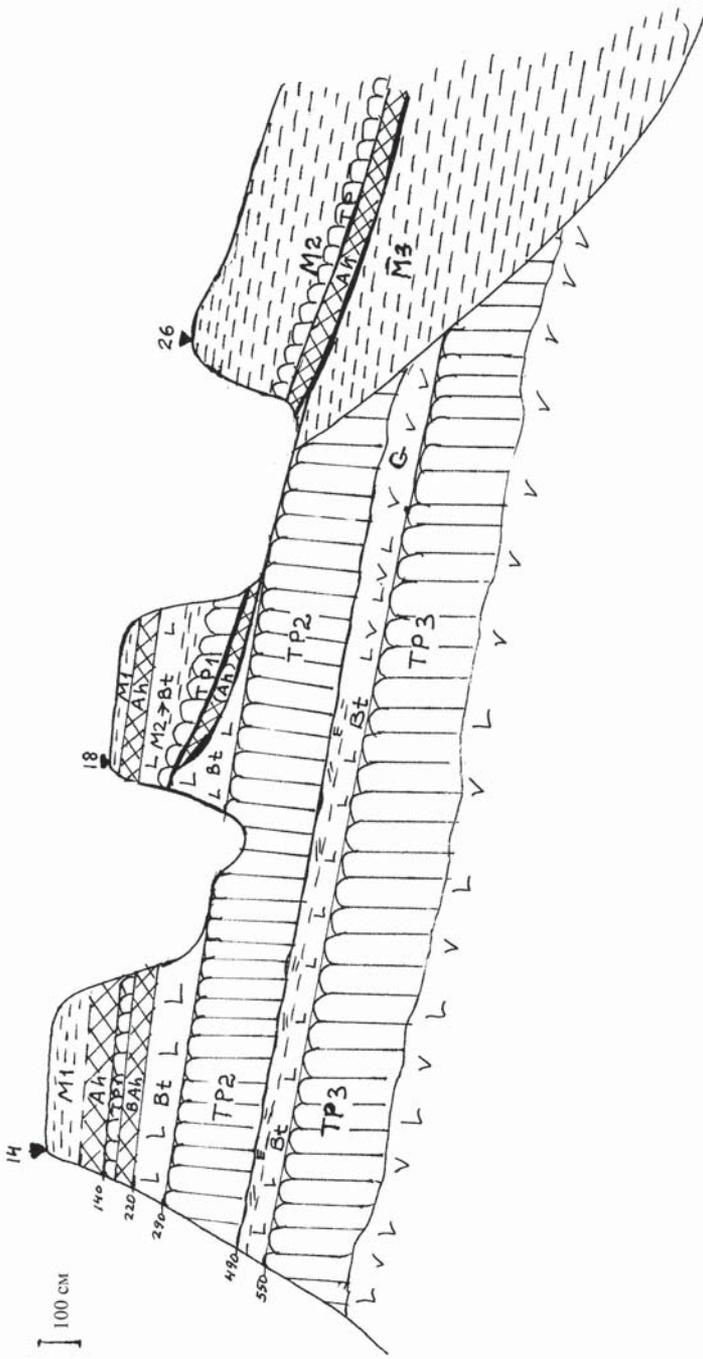


Рис. 45. Геолого-геоморфологический профиль противоположного склона барранки Бибуса. Условные обозначения см. рис. 27

Fig. 45. The geological/geomorphological profile on the left opposite side of barranca Bibus. See the legend of the fig. 27

рию развития в голоцене почв вершин Тласкальского блока, верхних частей склонов малых вулканов весьма затруднительно из-за сильной эродированности, малой мощности профилей, наложенности разных стадий развития почв друг на друга. На участках, подверженных плоскостной эрозии, развит коллювий со следами почвообразования и древнего антропогенного воздействия (возможно, антропосоль). Горизонты почв оказываются в той или иной степени погребены под этим слоем антропогенного коллювия. Ниже, на средних частях склонов, на поверхность выходят реликтовые почвы, хотя и функционирующие в настоящее время, но сформированные в более ранние эпохи голоцена (и даже в позднеледниковье) и вовлеченные в новый этап развития вследствие экспонирования их эрозионными процессами или в ходе сельскохозяйственной обработки.

Только в аккумулятивных позициях: на сниженных частях склонов, террасах и в днищах барранок — накапливаются и наилучшим образом сохраняются отложения и почвы последних этапов развития позднеледниковых и голоценовых ландшафтов.

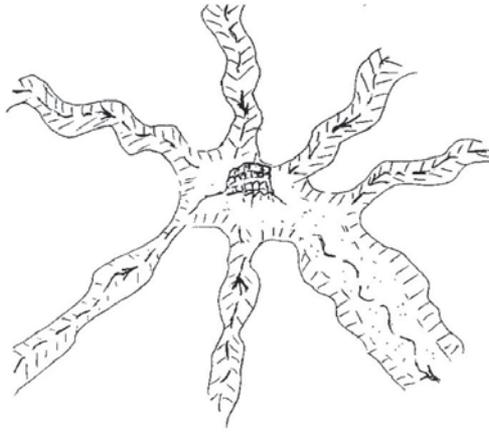
Нами описаны разрезы голоценовых отложений в разных частях продольного профиля барранок Копсепсион и Тлалпан (рис. 15). Вниз по тальвегу барранки Копсепсион расположены разрезы: 5/03 «Корабль» — на останце бывшего днища (террасы) при впадении Длинной барранки; 30/07, 32/07 — на расширенном участке барраночной террасы; 24/07, 25/07 — на останце террасы при впадении барранки Тлалпан; 31/07 — на террасе после впадения барранки Тлалпан. Разрезы 12/07, 13а/07 и 28/07 расположены в низовьях барранки Тлалпан. Разрезы 7–11/07 расположены в Молодой барранке.

4.3.1. Разрез 5/03 «Корабль»

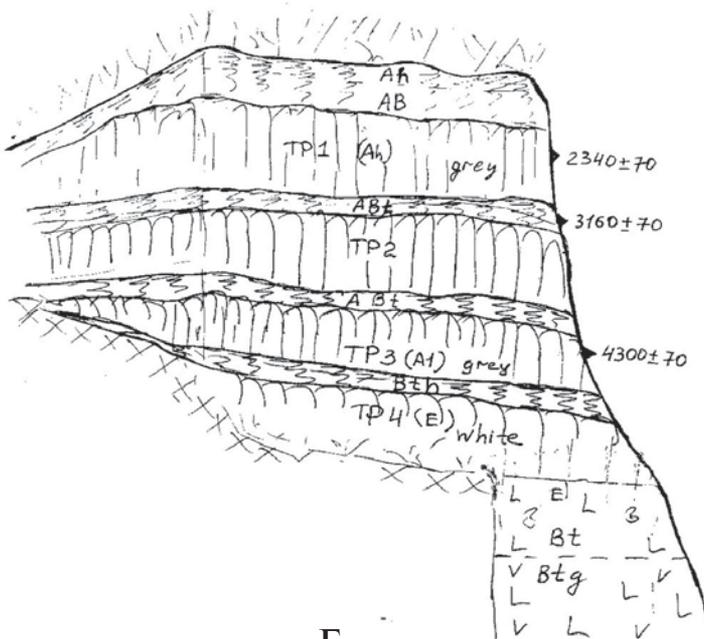
Находится на месте веерообразного слияния нескольких барранок (рис. 47, А) и представляет собой небольшой останец бывшего днища (в настоящее время террасы) барранки Консепсион (рис. 47 Б; рис. 48, вкладка). В разрезе сверху вниз залегают:

Олово-коллювиальный нанос М 1 (А1 + АВ) (0–90 см), представленный супесью буровато-серой, пылеватой, рыхлой, бесструктурной, не слоистой, равномерно гумусированной, пронизанной корнями кустарников и трав. Граница резкая по плотности.

Ниже (90–180 см) развит первый слой тепетате TP1 (А1) мощностью 90 см — супесь более гумусированная, темно-серая, с буроватым оттенком, плотная, сцементированная. Структура глыбис-



A



B

Рис. 47. Разрез 5/03 «Корабль»: А — узел отвершков в днище барранки Консепсион; Б — строение разреза

Fig. 47. Section 5/03 «The Ship»: A — location; B — the structure of the section 5/03

то-призматическая. В верхней выветрелой части образуются округлые столбики, держащие выступ, с которого верхний горизонт денудирован (осыпается, сдувается). По граням призм, блоков отмечаются тонкие более темные пленки. Порода довольно легкая, пористая. Поры биогенные, округлые, диаметром около 1 см, заполненные копролитами. На глубине 160 см тепетате приобретает сизый оттенок, становится менее гумусированной. Из образца, отобранного с глубины 125 см, получена ^{14}C -дата — 2340 ± 70 л. н. (см. табл. 3).

Ниже на глубине 180–205 см развита первая погребенная почва Pd1:

A1–ABth — суглинок темно-серый, легкий, иловато-песчанистый. Структура сложная, от зернистой до ореховато-оскольчатой. Внутрипедная масса (ВПМ) — неоднородная, крапчатая, более светлая, серовато-палевая. Структурные отдельности покрыты гумусово-глинистыми пленками. Отмечаются кутаны: по вертикальным граням — толстые, растрескавшиеся, в ВПМ — сизо-бурые, тонкие. ^{14}C -дата, полученная из образца, отобранного с глубины 190 см, — 3160 ± 70 л. н. (см. табл. 3). Почва — андосоль с тенденцией развития в лювисоль.

На глубине 205–220 (240) см развита тепетате TP2 (A1BtC) — монолитная светло-серая супесь, однородная, с редкими биогенными порами, покрытыми тонкими гумусовыми пленками. Структура глыбистая. По трещинам также отмечаются тонкие гумусовые пленки и белесые прожилки — карбонатный псевдомицелий. ВПМ (внутрипедная масса) слабогумусированная. Нижняя часть (230–240 см) — более оструктуренная призматическая. ВПМ светло-сизовато-серая. Педы покрыты бурыми кутанами, поверх их осаждался карбонатный псевдомицелий. Переход постепенный по структуре.

В интервале глубин 240–255 (265) см залегает вторая погребенная почва Pd2, представленная гор. BghA1 — супесью сизовато-серой, с ореховато-призматической структурой. Педы покрыты гумусово-глинистыми пленками. Это эродированная огненная лювисоль.

Ниже, на глубине 265–300 см, залегает тепетате TP3 (A1) — супесь серая, плотная, цементированная, столбчатая, структура глыбисто крупнопризматическая. Грани педов покрыты тонкими

буровато-серыми пленками. ВПМ более светлая, с карбонатным псевдомицелием, тонко пористая. Отмечена кротовина, заполненная темно-серой супесью с толстыми глянцевыми пленками по границе формы. Из образца с глубины 280 см получена ^{14}C - дата — 4300 ± 70 л. н. (см. табл. 3).

На глубине 300–320 см развита третья погребенная почва (Pd3). Это лювисоль с сохранившимся от денудации элювиально-иллювиальным гор. EВth, оструктуренным светло-серым легким суглинком оскольчато-мелкопризматической структуры. Педы покрыты гумусовыми кутанами. Переход постепенный по цвету, резкий по плотности и гранулометрическому составу.

На глубине 320–390 см залегает тепетате TP4 (E) — белесовато-палевая пылеватая супесь, монолитная, образованная из переотложенного материала элювиального горизонта нижней почвы.

На глубине 390–530 см вскрывается четвертая погребенная почва (Pd 4) — наиболее сохранившаяся и хорошо развитая лювисоль. Представлен весь профиль почвы: элювиальный гор. E (390–430 см) — белая пылеватая супесь, оструктуренная; иллювиальный гор. Vt (430–480 см) — палевый легкий суглинок, ореховато-призматический, с тонкими глинистыми кутанами; иллювиально-глинистый гор. Vtg (480–530 см) — сизый суглинок, бескарбонатный.

Ниже прослеживаются древние красные тепетате.

Проанализированы образцы верхних трех почв, разделяющих и перекрывающих тепетате (табл. 4, 5). Гранулометрический состав показал неоднородность голоценовой толщи и тенденцию к утяжелению (от подошвы к кровле) — уменьшению количества песчаных фракций и увеличению содержания фракции пыли, особенно крупной, и ила. Такое распределение свидетельствует об уменьшении роли аллювиальных процессов и увеличения роли коллювиальных и эоловых процессов по мере накопления наносов в днище барранки. Почвы и перекрывающие их тепетате генетически связаны друг с другом: гранулометрический состав перекрывающей тепетате аналогичен (немного облегчен) составу подстилающей почвы. Это объясняется тем, что тепетате большей частью образованы из мелкозема верхних горизонтов почв, развитых выше на склонах и разрушенных эрозией. В тепетате верхнего циклита заметно повышается доля крупной пыли, вероятно, из-за возрастания роли эолового осадконакопления.

Таблица 4. Гранулометрический состав погребенных почв и тепетате разреза 5/03 «Корабль»

Table 4. Granulometric composition of buried soils and tepetate cut 5/03 «Ship»

Глубина, см	Горизонт	Гигроскопическая влага, %	Содержание фракций, в % (размер частиц в мм)						Физический песок	Физическая глина
			1,0–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001		
125	TP 1	3,66	0,62	8,45	45,92	15,82	17,27	11,92	55,99	45,01
165	TP 1	4,03	1,01	16,26	42,51	13,84	15,21	11,17	59,78	40,22
190	I ABth	5,19	0,59	12,75	44,98	13,24	15,87	12,57	58,32	41,68
210	TP 2	3,52	2,70	32,46	36,94	9,91	10,15	7,84	72,10	27,90
250	II ABgh	4,75	1,94	28,05	38,14	9,91	11,59	10,37	68,13	31,87
280	TP 3	3,84	3,04	28,70	36,60	11,90	10,57	9,19	68,34	31,66
310	III EBth	5,64	7,44	43,49	29,55	6,27	6,23	7,02	80,48	19,52

Таблица 5. Химические свойства почв и тепетат разреза 5/03 «Корабль»

Table 5. Chemical properties of soils and tepetate cut 5/03 «Ship»

Глубина, см	Горизонт	CO ₂ карб., %	pH H ₂ O	Сорг., %
125	TP 1 (Ah)	0,05	6,95	0,86
165	TP 1 (Ah)	0,05	7,35	0,83
190	I ABth	0,05	6,85	1,02
210	TP 2 (ABh)	0,03	7,4	0,57
250	II ABgh	0,10	8,1	0,63
280	TP 3 (Ah)	0,10	7,85	0,46
310	III EBth	0,06	7,8	0,14

Содержание органического углерода в почвах выше, чем в тепетате. Хотя и в тепетате оно высоко вследствие образования их из верхних гумусированных горизонтов почв. Содержание гумуса увеличивается вверх как в почвах, так и в тепетате (от TP 3 до TP 1). Почвы и породы практически бескарбонатны; pH слегка увеличиваются вниз по разрезу, но в целом нейтральны.

4.3.2. Разрезы низовья барранки Тлалпан

Вниз по склону Молодой барранки мощность голоценовых отложений в заполнении палеовреза заметно увеличивается (рис. 22, вкладка; рис. 33). Они представлены не только аллювиально-коллювиальными отложениями палево-бурого цвета, но и маломощными почвами ^{14}C -возрастом 6260 ± 100 л.н. (разрез 8/07) и 8100 ± 110 л.н. (разрез 11/07) (см. табл. 3) и более древней, к сожалению, не датированной палеопочвой. По верху этой почвы (8100 ± 110 л.н.) в заполнении палеобарранки залегает зубовидная плотная тепетате, образована из ее же педоседимента и имеет примерно такой же возраст. Мощность тепетате заметно возрастает вниз по тальвегу. Ниже по склону бурый коллювий М 1 выклинивается, и голоценовая зубовидная тепетате залегает на тепетате Красной толщи.

В разрезе 12/07, расположенном чуть ниже устья Молодой барранки, на правом борту барранки Тлалпан вскрывают серые аллювиально-коллювиальные отложения (М), состоящие из трех слоев, развитые на погребенной почве, пространственном аналоге почвы (8100 ± 110 л. н.) (рис. 35, А, Б, вкладка). С этой точки начинается площадное залегание голоценового коллювия, образующего мощную трехслойную толщу в разрезе 13а/07.

В строении *разреза 13а/07*, расположенном ниже по склону, отмечаются три основных слоя (рис. 35, В, вкладка; рис. 35 Г):

Слой 1. М 1 — слоистый серовато-палевый и буровато-серый суглинок с прослоем серого суглинка мощностью 2–2,2 м.

Слой 2. М 2 — темно-серый суглинок, переходящий в сизовато-серую тепетате. Мощность 1–1,2 м.

Слой 3. М 3 — серый с сизым оттенком слоистый суглинок мощностью 0,2–0,5 м. Глубина 3,9 м.

Ниже залегает тепетате ТР 7 Красной толщи. Коллаген, выделенный из кости, найденной на границе слоев 2 и 3, дал ^{14}C -дату 8190 ± 100 л. н. (см. табл. 3).

Разрез 28/07 расположен ниже по склону относительно разреза 13а/07. Он также вскрывает строение террасы правого борта барранки Тлалпан (рис. 49, вставка).

Слой 1. М 1 + М 2 — серовато-бурый слоистый коллювий мощностью до 1,8 м выполняет ложбину.

Слой 2. М 3 — серый с буровато-коричневым оттенком слоистый суглинок мощностью 0,4–0,6 м. Облегает днище и борт ложбины. Со-

держит большое количество углей. Образец угля с глубины 2,4 м (нижняя часть слоя) имеет ^{14}C -возраст $13\,600 \pm 100$ л. н. (см. табл. 3).

Слой 3. ТР — темно-серая с сизоватым оттенком тепетате мощностью 0,2–0,4 м, в центральной части слегка размыта.

Слой 4. М 2.2 — буровато-серые слоистые аллювиально-коллювиальные суглинки мощностью 0,8–1 м.

В днище барранки Тлалпан можно встретить прорванные плотины, сложенные темно-серыми гумусированными тепетате.

4.3.3. Разрезы барранки Концепсион

В средней части продольного профиля барранки Концепсион, между устьями барранок Длинной и Тлалпан, склоны пологие, террасированные. Перегиб к террасе заметен в рельефе. Бывшее днище барранки, сейчас это барраночная терраса, представленная слабонаклонной площадкой шириной 30–50 м на левом борту и 5–10 м — на правом. Ближе к современному руслу площадка террасы расчленена промоинами глубиной 1–1,5 м. В их бортах вскрывается голоценовый аллювий: серовато-палевый суглинок сменяется бурым, а затем серым (рис. 50, вкладка). Глубина современного донного вреза достигает 5–7 м. Это узкий каньонообразный овраг, в днище которого обнажаются очень плотные массивные тепетате, вероятно образованные из переотложенной тефры. На противоположном борту террасы они перекрыты красно-бурными слоистыми суглинками, сложенными переотложенным материалом почв и тепетате Красной толщи.

Ниже по тальвегу, в свежем обрыве старого днища (*разрез 32/07*), так же как в разрезах 12/07, 13а/07, вскрываются три слоя аллювия, но значительно большей мощности — около 5 м (рис. 51, вкладка). Нижний слой (около 1 м) — буровато-палевый. Средний (около 2 м) — серовато-палевый и верхний — серый (около 2 м). Последний начинается с наиболее темно-серого, гумусированного слоя мощностью 0,2–0,3 м.

На месте слияния барранок Тлалпан и Концепсион баррочные отложения сложены гумусированным аллювием, включающим несколько горизонтов плотных тепетате, образующих эрозионные уступы (рис. 52, вкладка).

Ниже по тальвегу барранки Концепсион в днище (*разрез 24/07*) сохранился останец террасы, сложенный слоистыми отложениями (рис. 53, вкладка). Высота останца около 5,6 м, стенки отвес-

ные. В отличие от останца «Корабль» (разрез 5/03), здесь нет чередования слоев погребенных почв со слоями тепетате. Слоистая текстура обеспечивается переслаиванием маломощных тепетизированных слоев и рыхлых слоев овражного аллювия. Сверху вниз обнажаются следующие слои (рис. 53, вкладка):

Слой 1. 0–0,4 м. М 1.1 — современный нанос — слабо переработанный почвообразованием — темно-серый суглинок, неслоистый.

Слой 2. 0,4–1,9 м. М 1.2 — буровато-серый слоистый суглинок.

Слой 3. 1,9–3,4 (3,6) м. М 2 — серый слабослоистый суглинок.

Слой 4. 3,4 (3,6)–5,6 м. М 3 — бурый слоистый суглинок.

В основании толщи баррочной террасы, напротив останца, обнажается слой песка мощностью 40 см, косо- и горизонтально слоистый с включением валунов и гальки, образованных из обломков тепетате, пемзы и лавы (разрез 25/07). Выше песка залегает слой тефры, представленный светло-серой плотной, массивной породой, сцементированной, песчанистой, слоистой за счет ожелезненных прослоев. Это слой древнего пепла. Перекрывающий тефру слой, вероятно, отложен древним селевым потоком при заложении барранки Концепсион. Возраст аллювия и пепла остается открытым, требует датирования и сопоставления его с Красной толщей.

Поперечный профиль барранки Концепсион достигает примерно 200–300 м. Ширина днища барранки Концепсион после впадения в нее барранки Тлалпан составляет 10–15 м. Местами на поверхности днища залегает рыхлый песок. Это русло сильно меандрирующего, высохшего, но периодически возникающего в дождливые сезоны ручья, текущего по дну барранки Концепсион.

В *разрезах 31/03* у крутой (рис. 54, вкладка) излучины барраночная терраса сложена аллювием двух фаций: более молодым опесчаненным и состоящим из маломощных тепетате и слаборазвитых почв:

Слой 1. 0–1 (1,5) м. Буровато-серый слоистый опесчаненный суглинок.

Слой 2. 1 (1,5)–4,5 м. Пять слоев темно-серого суглинка, разделенные серыми тепетате.

Из слоя 2: с глубины 3,5 м (тепетате) и 4 м (аллювий) отобраны образцы на радиоуглеродное датирование. Анализ показал значительную инверсию ^{14}C -дат (1250 лет): 6830 ± 90 л. н. — для тепетате и 5580 ± 120 л. н. — для подстилающего аллювия (см. табл. 3).

ГЛАВА 5. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ИЗУЧЕНИЯ КЛЮЧЕВОГО УЧАСТКА ТЛАЛПАН

Анализ изученного материала затрагивает обобщения о почвах, отложениях и формах рельефа, как позднеплейстоценовых — МИС 3–2 (40 000–10 300 л. н.), так и голоценовых — МИС 1 (10 300–0 л. н.). Первые развиты на плато и склонах, вторые — преимущественно в заполнениях палеобарранок, террасах и реке на склонах.

5.1. Основные типы палеопочв и поверхностных отложений

В районе исследования Тласкала встречаются *почвы*:

а) современные или дневные почвы — развитые на поверхности и функционирующие согласно современным экологическим условиям;

б) голоценовые: реликтовые, погребенные и откопанные почвы, образованные в иных экологических условиях, в чем-то не соответствующие современным;

в) плейстоценовые откопанные и погребенные почвы (палеопочвы), локальные и образующие стратиграфические уровни.

Генезис почв — от андосолей до лювисолей, встречаются также камбисоли, флювисоли, глеосоли, оглеенные варианты перечисленных выше типов почв, реже степные и лесостепные почвы (моликовые, файоземы?), полигенетические почвы — педокомплексы (рис. 10, вкладка). Многие из почв эродированы — сохранились отдельные горизонты или нижняя часть профиля.

Поверхностные почвы нарушены антропогенным воздействием как в настоящее время, так и в прошлом — антросоли. На поверхность также выходят древние культурные слои, тепетате или маломощный коллювий, на котором формируются слаборазвитые камбисоли, и разновозрастные палеопочвы, которые вовлекаются в сельскохозяйственную обработку (рис. 55, вкладка).

Палеопочвы тефрово-почвенной серии Тласкала (от Красной до Серой толщи) преимущественно представлены хорошо разви-

тыми лювисолями. Это свидетельствует о том, что лесные формации в районе исследования преобладали на протяжении всего плейстоцена, включая рассматриваемый интервал.

Tenemate — твердые слои породы склоново-пирокластического генезиса разного возраста: а) плейстоценовые, имеющие стратиграфическое значение; б) плейстоценовые и голоценовые локальные (рис. 11, вкладка; рис. 12, вкладка). Они, как правило, развиты на склонах, в днищах барранок, микродепрессиях на склонах.

Тепетате — плотные, массивные, малопористые, сцементированные породы, как правило, супесчаного состава. Структура блоковая, крупнопризматическая. Могут иметь слоистую текстуру, содержать включения зерен песка, гравия, фрагменты разрушенных более древних тепетате. Тепетате — породы субаэрального происхождения, хотя бы частично образованные из переотложенного материала поверхностных горизонтов почв предшествующего этапа развития ландшафтов. Особенно наглядно это видно в палеоврезах, где поверх палеопочвы залегает тепетате, сложенная педоседиментом почвы этого же возраста, эродированной выше по склону.

Тепетате Красного юнита, скорее всего, сцементированный барраночный аллювий или коллювий, образованный из переотложенного материала гор. Вt с добавлением вулканического пепла. В тепетате Бурого юнита, кроме пирокластического компонента, основную часть составляет переотложенный и уплотненный материал гор. Е лювисолей, в Сером юните — гор. EВtg, в голоценовых тепетате — переотложенный материал гумусового горизонта, длительное время пребывавший на поверхности и подвергавшийся действию водных потоков.

И хотя тепетате в той или иной степени подвержены процессам почвообразования лежащей над ними почвы, они, по нашему мнению, скорее являются для нее не материнскими, а подстилающими породами. Поэтому целесообразно их обозначать индексом ВD, а не ВС. Генетически же их материал связан с нижележащей почвой.

Коллювий, барраночный аллювий, аллювиально-коллювиальные и селевые отложения. Коллювий — склоновые отложения, сформированные гравитационно-флювиальными процессами в условиях значительных скоростей осадконакопления. Барраночный аллювий образован временными водотоками в руслах барранок.

Но чаще развиты отложения смешанного генезиса — аллювиально-коллювиальные или кратко аллювио-коллювий. Он залегает практически повсеместно на склонах и в днищах барранок. Аллювиально-коллювиальные отложения — линзовидно слоистые, скрыто слоистые, несортированные или слабо сортированные наносы, преимущественно рыхлого сложения суглинистого или супесчаного состава, включающие инициальные почвы и маломощные тепетате (рис. 49–52, вкладка). Они часто образованы из педоседиментов — переотложенного материала поверхностных горизонтов голоценовых и плейстоценовых почв с включением материала разрушенных тепетате и тефры. Аллювиально-коллювиальные отложения разновозрастны, разделяются на плейстоценовые и голоценовые. В местах древних поселений эти осадки преобразованы человеческой деятельностью: включают фрагменты керамики, отщепы и орудия, сделанные из обсидиана, и другие артефакты, т.е. превращены в культурные слои.

Следует отметить, что к этой группе отложений относятся породы разного генезиса. Одновременно или попеременно (в разные сезоны: влажные или сухие или в разные по продолжительности периоды) действуют особые группы склоновых процессов, связанные с перемещением материала не только под действием чисто гравитационных сил (осыпи, сухие лавины), но и под действием подземных вод (оползни) или в водном потоке, слабо текущем по склону (делювий), бурном — во временном русле (барраночный аллювий) или в виде катастрофических селевых каменно-грязевых потоков. Следует отметить, что некоторую роль в накоплении коллювия играют и эоловые процессы, способствующие разрушению и переотложению пород на склонах. В результате формируются особого рода наносы, отличающиеся друг от друга рядом свойств.

Аллювиально-коллювиальные отложения различаются цветом благодаря материалу, из которого они образованы:

- 1) бурый, красновато-бурый — из тепетате и гор. Вt, в основном плейстоценового и раннеголоценового возраста;
- 2) серый, темно-серый — гумусовых горизонтов почв, в основном позднеледникового и голоценового возраста;
- 3) белесый — из оглеенных горизонтов почв; озерных отложений, содержащих карбонаты, или пепловых слоев. В нижних час-

тях склонов, в толще аллювиально-коллювиальных отложений можно обнаружить выходы переотложенных древних пеплов — монолитных, сцементированных слоев тонкого вулканического стекла белесовато-серой и желтовато-серой окраски.

В днищах крупных барранок, таких, как Концепсион, Длинная, Тлалпан, развит современный аллювий пересыхающих малых водотоков, представленный рыхлым или слегка сцементированным песком желтого, бурого, буровато-серого цвета.

Озерные отложения. Начиная от вершин малых вулканов, на разных уровнях склонов участками на поверхность выходят мало-мощные озерные осадки — ритмично построенные горизонтально слоистые отложения, часто светлых серых, желтых, белесых тонов, состоящие из повторяющихся двух типов пород: песчаных (супесчаных) и суглинистых (глинистых) (рис. 56 А, вкладка; рис. 56 Б). Различный гранулометрический состав осадка свидетельствует об отложении мелкозема в разные сезоны: песчаный — быстрое накопление в дождливый сезон, суглинистый и глинистый — постепенное осаждение материала в сухой сезон. К озерным слоям латерально примыкают оглеенные горизонты почв, часто содержащие округлые карбонатные конкреции, вероятно имеющие водное происхождение, и марганцевые ортштейны — свидетели частых смен окислительно-восстановительных процессов. На эродированных склонах можно наблюдать фрагменты таких отложений на поверхности твердых тепетате.

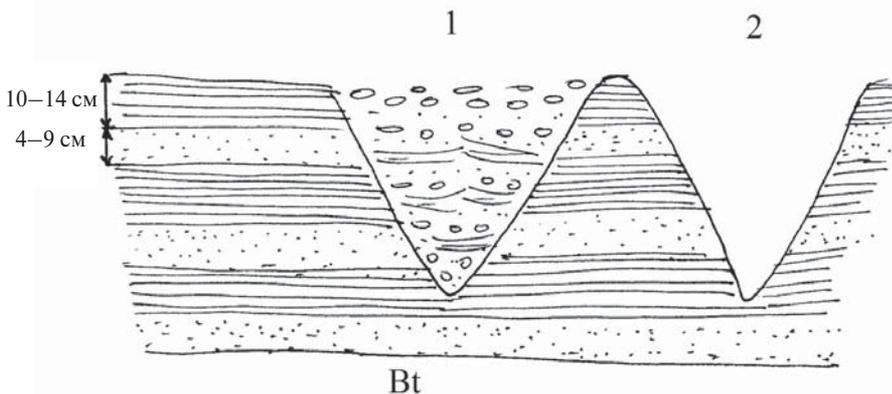


Рис. 56 Б. Озерные циклиты с промоинами на поверхности: 1 — заполненной пролювием (pr); 2 — функционирующей

Fig. 56 B. Lake sediments with rain channel on the surface: 1 — filled; 2 — functioning

Циклиты. Перечисленные выше породы часто образуют сочетания, неоднократно повторяющиеся в вертикальном разрезе. Сочетания двух или нескольких элементов (пород разного генезиса) — циклиты связаны со сменой экологических условий и демонстрируют ландшафтные, как правило, климатически обусловленные ритмы разной продолжительности. Каждый из элементов циклита отражает определенную экологическую фазу. Строение изученных разрезов большей частью представлено циклитами, состоящими из следующих компонентов:

1. *Почва — тепетате.* Это основное сочетание, отражающее два состояния ландшафтов: благоприятное (теплая и влажная фаза — почва) и неблагоприятное (тепетате) для растительного покрова (более прохладная и очень влажная). Последовательность фаз именно такая: вначале образовалась почва, а затем из ее же педоседимента — тепетате. Доказательством этого служит тот факт, что в паре «почва — тепетате», представленной в палеобарранке в разрезе 11/03, отмечается небольшая инверсия дат (рис. 32, вкладка; рис. 33; см. табл. 3). Радиоуглеродный возраст тепетате немного больше, чем возраст лежащей под ней палеопочвы, что дает возможность предполагать образование тепетате сразу после формирования почв (дестабилизация рельефообразования и смена экологических условий в сторону ухудшения) и тем самым отнести почву и тепетате к двум противоположным фазам одного и того же ритма.

В разрезах 19/07 и 20/7 инверсии радиоуглеродного возраста темной палеопочвы (около 13 400 л. н.) и расположенной выше тепетате (около 12,4 тыс. л. н.) не наблюдается (рис. 26, вкладка; рис. 27, 29, вкладка; см. табл. 3). Кроме того, разница ^{14}C -возрастов значительная — около 1000 лет, что предполагает образование этих горизонтов не только в разные фазы, но и в разные ритмы. Тепетате образована из педоседимента более молодой почвы, чем 13 400 л. н.

Для разреза 5/03 «Корабль» инверсий также не наблюдается (рис. 47, 48, вкладка; см. табл. 3). А разницы радиоуглеродных возрастов тепетате и почв, относящихся к трем циклитам, указывают на три разных ритма со средней продолжительностью около 1000 лет (820—1140 лет).

Основной стратиграфический разрез Тлалпан также состоит из почвенно-тепетатных циклитов (рис. 18, вкладка). Эти цикли-

ты отражают ритмы значительно более высокие по рангу, чем 1000-летний, интерстадиал-стадиальные и межледниково-ледниковые.

2. *Коллювий — тепетате* (рис. 57, вкладка). Подобные циклиты голоценового возраста развиты в низовьях барранок Бибуса, Тлалпан, Консепсион — разрезы 24/07, 31/07 (рис. 50, вкладка; рис. 52, вкладка). Инверсия радиоуглеродных дат в разрезе 31/07, вскрывающем террасу (бывшее днище) барранки Консепсион, значительная (6 800 л. н. — для вышележащей тепетате и 5 500 л. н. — для подстилающего коллювия), что позволяет относить их образование к разным ритмам.

3. *Коллювий — почва*. Такое строение циклитов характерно для заполнений палеоврезов, как правило, отражает дробную ритмичность, так как почвы менее развитые, а коллювиальные слои, как правило, мощные, отличающиеся сложной слоистой текстурой. Также наблюдается для более молодых средне- и позднеголоценовых циклитов (рис. 58, вкладка).

4. *Коллювий — почва — тепетате*. Такое сочетание также характерно для заполнений палеоврезов (рис. 59, вкладка). Если коллювий отложен быстрыми водными потоками и послужил материнской породой для почвы, то тепетате сформированы более медленными водными потоками и погребают почву. Почвы и тепетате в коллювии маломощные и отражают кратковременные ритмы.

5.2. Локальные пространственно-временные корреляции

Следует отметить, что не все горизонты почв и тепетате повторяются от разреза к разрезу, т.е. являются стратиграфически выдержанными горизонтами. Многие из них представлены локально: голоценовые слои, горизонты Серой толщи как почвы, так и тепетате. В строении более древних толщ — Бурой и Красной в сниженных, аккумулятивных условиях также появляются новые локально выраженные слои, т.е. основные стратиграфические горизонты как почв, так и тепетате, подразделяются на дополнительные. Это связано с более дробной записью ландшафтных событий в разрезах аккумулятивных позиций, чем в разрезах плато или высоких частей склонов (Сычева, 1996, 2008; Сычева, Дайнеко, Чичагова, 1992; Sycheva, 2006).

5.2.1. Корреляция позднелейстоценовой части разрезов

Образование Серой толщи происходило во второй половине последнего оледенения, соотносимой со второй половиной МИС 3 и всей МИС 2. Строение Серой толщи характеризуется локальной вариабельностью от разреза к разрезу. В наиболее полных разрезах можно видеть три и даже четыре хорошо сохранившиеся палеопочвы, как, например, в барранке дель Мамут (см. главу 2, рис. 13 А, Б, вкладка) (Sedov et al., 2009 b; Solis-Castilio et al., 2012).

Радиоуглеродное датирование подтвердило непостоянство строения Серой толщи в разрезе Тлалпан. В разрезе 6/07, занимающем наиболее высокую геоморфологическую позицию, ее представляют две почвы: ТХ 1 и ТХ 2, последняя — с радиоуглеродным возрастом около 38 000 л. н. (рис. 20, вкладка) (Poetsch, 2004; Sedov, et all., 2001, 2009). Ниже по склону — в главном профиле 1/03 верхняя, более молодая почва отсутствует. В такой геоморфологической позиции, в соседнем разрезе 1/03 (4) самая верхняя почва — более молодая позднеледниковая (а не максимума оледенения) лювисоль, она то же подразделяется на две почвы. Они хорошо представлены в разрезе головки Молодой барранки, где были продатированы: около 13 350 л. н. и 12 400 л. н. (по педоседименту, перекрывающему эту почву) (рис. 27; см. табл. 3).

Серая толща в барранке Бибуса имеет сходное строение, но отсутствие ^{14}C -дат не позволяет подробно его обсудить (рис. 36 Б).

Причина такой вариабельности — активизация эрозионных процессов на склонах и при врезании палеобарранок в экстремальные стадии развития ландшафтов в позднем плейстоцене. Сложность Серой толщи во многом объясняется образованием ее в три разные климатических эпохи: в МИС 3 (в относительно теплое время — мегаинтерстадиал, вернее, в его завершение), в максимум оледенения (LGM) — МИС 2.1 и в позднеледниковье (LGT) — МИС 2.2, когда проявился тренд к потеплению. Следуя климатическим изменениям, направленно менялись геоморфологические и почвообразующие процессы. До палеопочвы ТХ 1 (педогенез максимума оледенения), зафиксированной на наиболее высокой гипсометрической отметке (разрез 6/07), стратификация горизонтов «нормальная» — нарастающая сверху, как и для палеопочв других основных толщ. Но затем она меняется на тер-

расовый тип, когда молодой горизонт прислонен к более древнего и залегает гипсометрически ниже его. То есть после 24 000/22 000—18 000 л. н. (в завершающую фазу последнего висконсинского оледенения) начался новый цикл эрозионного расчленения территории. Врезание неоднократно сменялось стадиями частичного выравнивания рельефа путем заполнения палеоврезов и головок барранок и фазами стабилизации, когда формировались разновозрастные позднеледниковые почвы.

5.2.2. Корреляция голоценовых разрезов

Строение голоценовых отложений изучено в террасах и днищах барранок Концепсион, Тлалпан, Молодая. В опорном разрезе 5/03 «Корабль», расположенном в верховьях барранки Концепсион, при впадении в нее Длинной барранки, на размытой поверхности тепетате Красной толщи залегает наиболее полная голоценовая почвенно-тепетатная серия (рис. 47 Б, 48, вкладка).

Почвенно-тепетатная толща состоит из четырех погребенных почв (Pd 1—4), разделенных плотными слоями тепетате (TP 1—4). В нижней части толщи залегает наиболее развитая и хорошо сохранившая лювисоль Pd 4 [E-Bt(ca)-Btg]. Почва формировалась под лесными биоценозами, преимущественно хвойными, длительное время, о чем свидетельствует развитый, хорошо дифференцированный мощный профиль. Погребение лювисоли вызвано уничтожением лесной растительности, вероятно, вследствие пожара и последующей эрозии, случившихся из-за извержения вулкана или во время сильной засухи. Возраст почвы проблематичен. Но так как отсутствуют какие-либо следы геологических несогласий или резких эрозионных контактов в кровле почвы, фиксирующие длительные временные лакуны, то, скорее всего, данная лювисоль была образована в оптимум голоцена (8000—5000 л. н.), а не в позднем плейстоцене. Она перекрыта светлой тепетате TP 4 (E), образованной из пирокластического материала с добавлением материала элювиального горизонта почв этого же возраста, развитых на склонах, что косвенно подтверждает длительное существование лесов в округе. Расположенные выше почвы отражают постепенное затухание процессов текстурной дифференциации (лювисолеобразования) и усиления гумусообразования: Pd 3 [EBth] — Pd 2 [ABgh] — Pd 1 [A1-ABth]. Почвенно-тепетатная толща перекрыта недифферен-

цированным на горизонты, слабогумусированным наносом, вследствие существенного возрастания скоростей осадконакопления на современном этапе.

Погребенные почвы разделены более плотными, супесчаными слоями тепетате, сложенными сцементированным гумусированным педоседиментом (A1) с включением пирокластического материала и материала гумусовых горизонтов, указанных в скобках: TP 1 (A1) 2340 ± 70 л. н. — TP 2 (A1BtC) — TP 3 (A1) 4300 ± 70 л. н. Все тепетате в той или иной степени затронуты процессами почвообразования: иллювиирования глины и гумуса (особенно TP 2), оглеены в нижних частях (TP 1), окарбоначены (TP 2 и TP 3).

Значительное содержание органического вещества в тепетате (см. табл. 5) дало возможность их продатировать. По радиоуглеродным датам они относятся к предклассическому периоду освоения территории (2500–100 BC).

Таким образом, во второй половине голоцена (с 4300 до 2300 л. н.) периодически формировались андосоли с признаками лювисолей (с участием гумусово-иллювиальных процессов) и отчасти, оглеения.

Всего три почвы в той или иной степени эродированы и разделены тепетате. Вместе с ними почвы образуют голоценовые циклиты, отражающие ритмичную изменчивость среды, повторяющуюся через 800–1200 лет (около 1000 лет). Климатические условия в каждом из ритмов менялись от благоприятных для растительного и почвенного покрова, до неблагоприятных, когда возрастали скорости рельефообразующих процессов. В такие периоды почвенный материал смывался с более высоких геоморфологических позиций и переоткладывался в днищах барранок с одновременной тепетатизацией. Однако скорости флювиальных процессов были не высоки, так как гумусированный материал далеко не переносился.

Проведенное изучение голоценовых разрезов, таким образом, выявило следующие **закономерности**:

1. Диапазон радиоуглеродных датировок голоценовых почв и отложений с учетом данных по флювиальным архивам А. Борейша и К. Фредерика (Borejsza, Frederick, 2010) охватывает весь голоцен.

2. Полнота голоценовых разрезов изменяется по склону и продольному профилю барранок. Наиболее полное строение характерно для средней части продольного профиля (в пределах развития барраночных террас). В верхних частях склонов плато — это только маломощный коллювий.

3. В относительно стабильных условиях верховий баранок в оптимум голоцена, а возможно с начала голоцена, развивались лювисоли.

4. В изучаемом пространстве в голоцене формировались разные типы циклитов, отражающие ритмичные смены экологических условий.

5. Строение голоценовых циклитов меняется по продольному профилю барранок: а) в верховьях развиты циклиты «почвы — тепетате»; б) в средней части продольного профиля — циклиты «коллювий — почвы — тепетате» и «аллювио-коллювий — почвы»; в) в низовьях представлены циклиты «аллювий — тепетате».

6. В низовьях барранок в позднеледниковье и в раннем голоцене формировались слабогумусированные толщи с признаками оглеения (М 3). В оптимум голоцена в заполнения палеоврезов накапливался наиболее гумусированный педоседимент: аллювио-коллювий и тепетате (М 2). Затем накапливаются слабогумусированные, оглеенные наносы с включением материала разрушенных разновозрастных почв и тепетате (М 1).

5.3. Эволюция ландшафтов ключевого участка Тлалпан

Полученные данные предоставили много информации об изменениях природной среды в течение второй половины позднечетвертичного периода от 40 000 л. н. до современности, прежде всего связанных с преобразованиями таких компонентов ландшафтов, как почвы, рельеф, поверхностные отложения: тепетате, коллювий. Кроме ярко выраженного направленного тренда к похолоданию на протяжении второй половины позднечетвертичного периода, второй закономерностью развития природы в это время были разного рода колебательные изменения. Эти изменения связаны с разными по продолжительности и выраженности климатическими ритмами. Последний ритм «оледенение (позднеледниковье) — голоцен» изучен наиболее достоверно. Ритмы связаны с чередованием во времени различных состояний ланд-

шафтов, что выразилось в смене фаз образования почв, разных генетических типов, фазами рельефообразования, когда преобладали такие альтернативные процессы, как эрозия и седиментация.

Для понимания механизмов экологических и эволюционных смен, установления этапов развития древних ландшафтов важным приемом исследования является поиск аналогов среди современных ландшафтов и их компонентов.

5.3.1. Формирование озерец

Профиль в головке Молодой барранки (разрезы 19/07, 20/07) содержит слой с карбонатными конкрециями непосредственно над глеевым горизонтом (рис. 27, 28, вкладка). Такой же феномен обнаружен в барранке Бибуса (разрезы 15 в, с/07; рис. 41, вкладка), и реликты его найдены в головке барранки Тлалпан (разрезы 5, 6/07) (см. рис. 20, вставка). И таких мест немало в районе исследования (рис. 56 А, вставка). Блок Тласкала сложен в основании озерными отложениями (диатомитами), содержащими карбонаты, которые выходят на поверхность в долинах некоторых барранок, например, в барранке Бланка. Т. Пётч (Poetsch, 2004) объясняет присутствие диатомей в Сером юните, тем, что при извержении вулканов фрагменты озерных отложений, содержащих диатомеи, могли переноситься на более высокие позиции рельефа. Таким же образом могли попадать на поверхность и карбонаты. Другим источником карбонатов могло быть выветривание плагиоклазов, в большом количестве присутствующих в местных пирокластических отложениях. Латеральным водным потоком в дождевой сезон кальцит растворялся и перемещался в маленькие мелкие бассейны. В сухие периоды растворенный материал вновь осаждался, образуя округлые конкреции диаметром 3–5 см. По нашему мнению, карбонатные конкреции могли образовываться в мелких водных бассейнах (озерцах) без привноса фрагментов древних озерных отложений при извержении вулканов, накапливаясь *in situ* в засушливые эпохи. При засухах вода усиленно испарялась. Раствор становился насыщенным, что приводило к аккумуляции кальцита. Озерца мелели, и в них образовывались карбонатные конкреции. Подобные водные резервуары — озерца, вернее, их остатки присутствуют на разных уровнях склонов малых вулканов и в наше время (рис. 60). Они активно используются фермерами для водопоя мелкого и крупного рога-

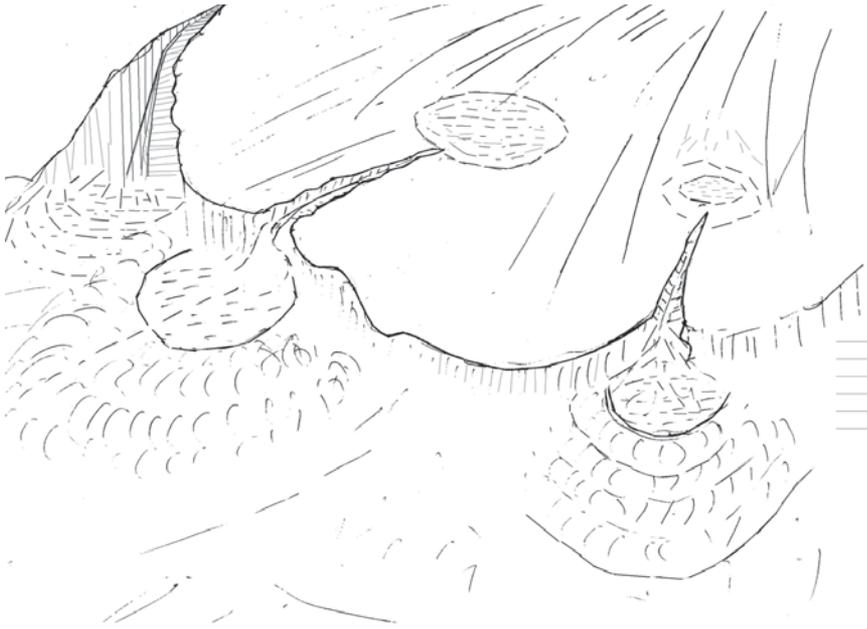


Рис. 60. Модели образования озерца на разных уровнях склона

Fig. 60. Models of small lakes (pools) development on different levels of the slope

того скота. Остаток такого озерца в виде лужи сохранился в сухом сезоне 2007 г. в головке барранки Длинной (рис. 30 А, вкладка). К концу дождевого сезона его размеры значительно увеличились (рис. 30 Б, вкладка).

Маленькие водоемы — озерца формировались на размытой поверхности тепетате, сохранивших остатки глинистых гор. Vt, служивших водоупорами. Озерца существовали некоторое время, пока во время сильных дождей (тренд в сторону увлажнения климата) естественные плотины прорывались и вода уходила, образуя промоины, а затем барранки. Возможно, такие прорывы носили катастрофический характер. При альтернативном сценарии озерца постепенно высыхали, оставляя после себя карбонатные конкреции в глеевых горизонтах и специфические ритмично слоистые породы (рис. 56, вкладка) (тренд в сторону аридизации климата).

Длительное существование водоема способствовало оглеению прибрежных почв, что и объясняет такой феномен, как соседствующий с карбонатными конкрециями глеевый горизонт.

В разрезах головок барранок можно наблюдать сохраняющееся длительный период наследование мелких палеодепрессий, как например, в разрезах 1/03 (4) или 15а, в, с/07 (рис. 36, вкладка). Палеодепрессии, фиксируемые на уровне позднеледниковой почвы ТХ 1 из разреза 20/07, наследуются вплоть до горизонта с карбонатными конкрециями (4190 ± 100 л. н.).

Озерцо в верховье Молодой барранки (разрез 20/07) начало свое существование еще в позднеледниковье (рис. 61). По изменению напластования почв и отложений можно восстановить последовательный ряд событий: формирование почвы (лювисоли) ТХ 1: А1-Е-Bt → размыв поверхности и образование депрессии → заполнение депрессии водой и существование озерца (сло-

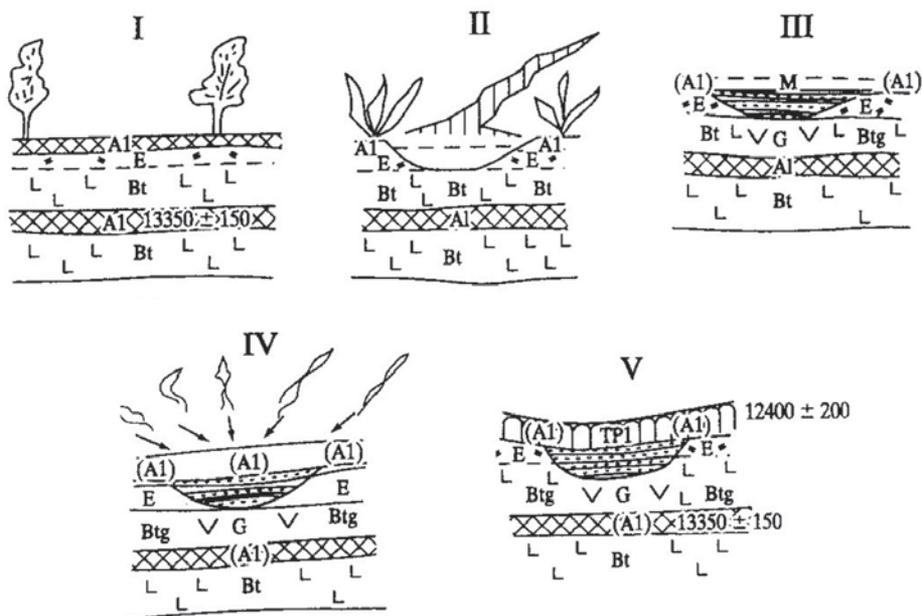


Рис. 61. Этапы развития озерца в верховьях Молодой барранки: I — образование лювисоли с типом профиля: А1-Е-Bt; II — создание ложа депрессии (озерца) линейной или ветровой эрозией; III — функционирование озерца — накопление слоистых озерных отложений; IV — прорыв или высыхание озерца и заполнение депрессии переотложенным материалом гумусового горизонта (А1); V — превращения коллювия (А1) в тепетате (ТР1)

Fig. 61. Stages of formation of small lake at the source of Young Barranca: I — formation of Luvisol profile: А1-Е-Bt; II — formation of lake floor by lineal and wind erosion; III — functioning of the lake — accumulation of laminated lake sediment; IV — blow-out or drying-out of the lake and filling of the depression by redeposited material of humus horizon (А1); V — transformation of colluvium (А1) to tepetate (ТР1)

истые отложения) → обмеление озера и образование карбонатных конкреций → высыхание озера, образование тепетате из слоистых озерных отложений (ТР 1 — 12400 ± 200 л. н.). Через несколько тысячелетий, при возникновении подходящих условий оно вновь образовалось. Кальцит, накопленный в древнем озере, неоднократно мигрирующий по почвенно-тепетатной толще, в засушливую фазу около 4200 л. н., вновь выпал в осадок, образуя округлые конкреции. В верховьях барранки Бибуса эта история нашла более детальное отражение.

В разрезе 19/07 в Молодой барранке под современным коллювием залегает культурный слой древнего поселения, содержащий большое количество обсидиановых отщепов и пластин, фрагментов керамики. Культурные наслоения, размываясь, оставляли артефакты на площадке, образованной тепетате ТР 3 Бурой толщи, которые присутствуют в таком изобилии, что можно говорить о нахождении здесь крупного стационарного поселения. Поселение не могло существовать без постоянного источника воды. И только подобные резервуары — озера в возвышенной, хорошо дренированной местности, где вблизи отсутствуют постоянные водотоки, могли некоторое время снабжать водой население. В настоящее время подобные озера все еще можно встретить в селениях, где они зачастую искусственно поддерживаются с помощью обваловывания. Возраст периодически возникающих озер, вероятно, от позднеледникового до позднеголоценового.

5.3.2. Морфология и продольный профиль барранок.

Все изученные барранки начинаются с циркообразной площадки (головки барранки), сложенной первой или второй тепетате в Бурой толще. Головки барранок имеют разные размеры (70–130 м и более) и сходную форму (рис. 36 А, 62 А, вкладка; рис. 62 Б). Это — округлая впадина с крутыми стенками высотой 3–4 м и уровнем основания, сложенным тепетате (рис. 63 Б, вкладка; рис. 63 А). До этого на дневной слабонаклонной поверхности отмечаются мелкие промоины (рис. 64 Б вкладка; рис. 64 А). Затем поверхность разбивается рытвинами и превращается в крупные разобщенные участки, где растут кактусы, деревья, кустарники, реже травянистые растения. Постепенно бывшая поверхность выравнивания размывается линейной эрозией, разрушается ветрами, и от нее остаются трапециевидные останцы,

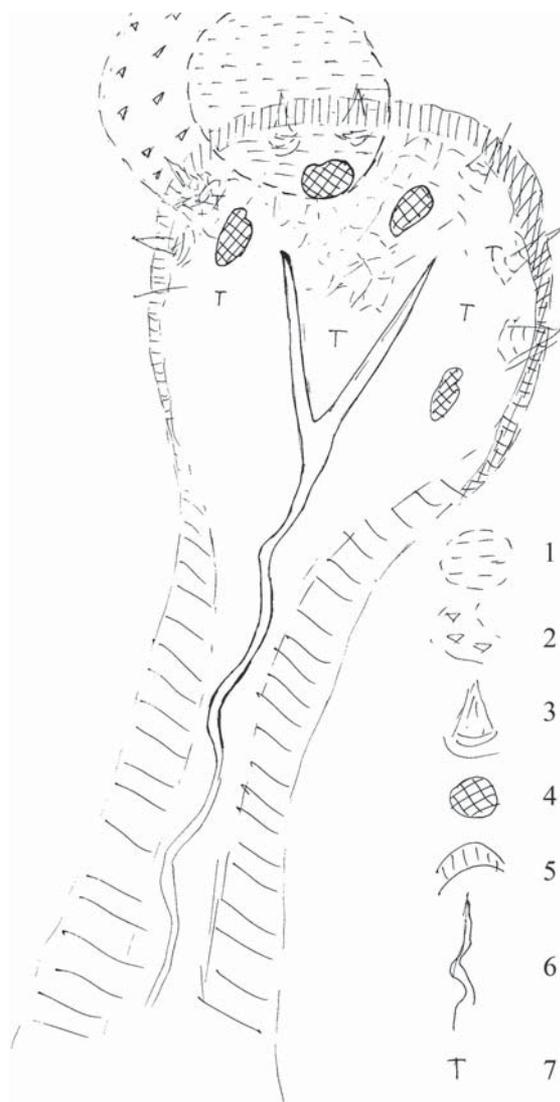


Рис. 62. Строение головки барранки. Условные обозначения: 1 — палеоозерцо (карбонатно-глеевые слои); 2 — артефакты: фрагменты керамики, отщепы и орудия из обсидиана; 3 — небольшие береговые промоины с конусами выноса; 4 — останцы прежней поверхности; 5 — стенка циркообразной площадки барранки и современного оврага; 6 — донный овраг (от промоины до меандрирующего каньона; 7 — тепетате, на поверхности площадки барранки

Fig. 62. Structure of the source of barranca. Legend: 1 — paleolake (carbonate-gleyic layers); 2 — artefacts: ceramic fragments, obsidian flakes and tools; 3 — minor gullies with alluvial fans; 4 — residues of the older landsurface; 5 — cemicircular limit of the surface formed by barranca and recent gully; 6 — bottom gully (from the initial trench to meandering canyon); 7 — tepetate on the surface of barranca

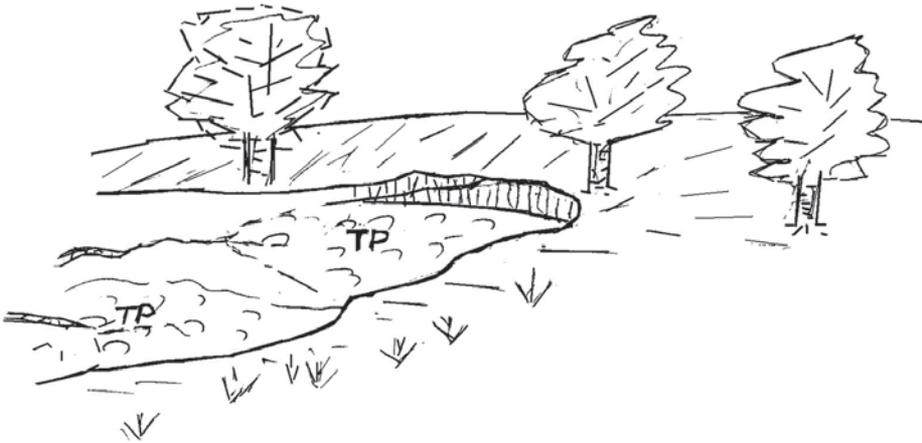


Рис. 63 Б. Заложение головки барранки на поверхности тепетате
Fig. 63 B. The formation of a head of the barranca on the surface of tepetate

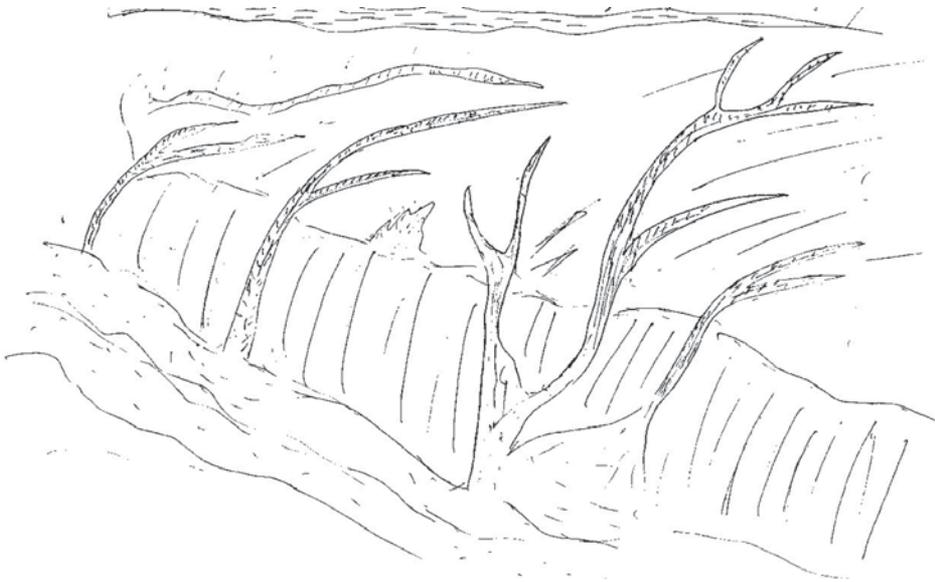


Рис. 64 Б. Расчленение тепетате первичными промоинами
Fig. 64 B. The tepetate dissection by the incipient gullies

где слои Серой толщи и современный коллювий еще удерживаются корнями растений (рис. 20, 41, 58, 65 А, вкладка). Следующий этап эрозии: обрушаются оставшиеся площадки и растения погибают, остаются пирамидальные останцы, с поверхности, как правило, сложенные более устойчивой к эрозии тепетате

ТР 1 (рис. 57, 65 Б, вкладка). Но и те быстро разрушаются (осыпаются, размываются) до тепетате ТР 3 — первой в Буром юните, которая образует слабонаклонную площадку головки. Иногда такие площадки смыкаются с аналогичными головками других барранок или их отвершков (перехват верховий) и образуют обширные эрозионные поверхности, сложенные обнаженными тепетате (рис. 37, вкладка), где отсутствует почвенный и растительный покров (бедленды, см. рис. 2, 8, 25, вкладка).

Вниз по склону на площадке, сложенной тепетате, появляется рытвина, переходящая в промоину, а затем в глубокий каньонообразный овраг с меандрирующим руслом глубиной от 2–3 до 5–8 м (см. рис. 31, 34, вкладки). Борта донного оврага смыкаются с обнаженными склонами головки и образуют единую крупную (широкую — 70–100 м и глубокую — 10–12 м) эрозионную форму — барранку. Поверхность обнаженной бурой ТР 3 ближе к оврагу разобщается на отдельные останцы, которые разрушаются регрессивной эрозией. В этой части мощность Серой толщи значительно редуцирует. Тепетате ТР 3 Бурой толщи ближе всего подходит к современной поверхности и перекрывается только мало мощным слоем коллювия.

Ниже по продольному профилю барранками вскрываются палеоврезы, образованные в предшествующий этап расчленения рельефа и заполненные слоистым аллювио-коллювием, включающим 1–2 уровня погребенных почв и слои маломощных тепетате (см. рис. 22, 24, 32, 41, 43, 44, вкладка). Все изученные современные барранки заложены в древнем аллювио-коллювии (Длинная, Молодая, Бибуса) (рис. 66, 67, вкладка) или идут по прислонению аллювия и коренного склона (Тлалпан, разрезы 13/07 и 13а/07). Они, таким образом, наследуют линейные эрозионные формы предыдущего этапа врезания. В этой части продольного профиля склоны барранок отвесны, русло не меандрирует (см. рис. 34, 38 В, вкладка). Это первый очевидный признак для палеоовражных систем. Тепетате ТР 3 и ТР 4 плейстоценовой Бурой толщи были прорезаны, и овраг заполнен вновь.

Время формирования ложа древнего вреза относится к периоду, предшествующему этапу формирования второй погребенной почвы в головке Молодой баранки (разрез 19/07), т.е. древнее 13 350 л. н., возможно, в интервале 18 000–14 000 л. н. — после

формирования почвы ТХ 1 разреза 6/03 на вершине склона с датой около 19 000 л. н. Это подтверждается возрастом аллювио-коллювия в разрезе 28/07, где по углю получена радиоуглеродная дата — $13\,600 \pm 600$ л. н. Материал аллювио-коллювия, состоящий из переотложенного гумусового горизонта позднеледниковой почвы, был перенесен на значительное расстояние вниз по склону во время заложения палеобарранки. Однако ниже этого слоя присутствует слой тепетате и слой серовато-бурого аллювио-коллювия, что дает основание отодвигать начало заполнения палеооврага на более ранний этап.

Формирование глубокого вреза, таким образом, приходится на завершающую стадию последнего Висконсинского оледенения. Максимальные скорости осадконакопления (коллювий М 3) связаны с первым этапом заполнения палеодепрессии (до начала образования первой темной, недратированной андосоли). Они реконструируют резко изменившиеся условия в сторону похолодания и увлажнения климата. Стабилизация днища палеовреза происходила дважды и отразилась благодаря формированию двух уровней палеопочв, разделяющих разновозрастные слои аллювио-коллювия. Верхняя из почв андосоли с признаками лювисоли более развита, имеет радиоуглеродный возраст в Молодой барранке — около 8100 ± 110 л. н. (см. табл. 3). Почва захоронена под зубовидной тепетате с аналогичным возрастом, что показывает непрерывную последовательность событий: формирование почвы — погребение ее под тепетате, образованной из переотложенного педоседимента этой почвы. Погребение почвы, вероятно, было вызвано резким ухудшением экологических условий. Более молодая почва имеет радиоуглеродный возраст 6260 ± 100 л. н. Таким образом, хотя скорости осадконакопления в среднем голоцене снизились, но полностью не прекратились.

Барранка Бибуса располагается в наиболее сниженной части склона малого с вулкана и вследствие этого отражает в большей степени аккумулятивные, чем денудационные условия. В строении главной стенки присутствуют все основные стратиграфические уровни тепетате и почв, выделенные в других разрезах, а многие из них подразделены на локальные уровни. Барранка Бибуса и ее отвершек — барранка Минор прорезают мощную толщу бурого коллювия М 3, перекрытого темной почвой, сверху которой

развита тепетате (рис. 43–45, вкладка). В южной части стенки описан небольшой врез, заполненный аллювио-коллювием (см. рис. 42, 44 вкладка). И так как там нет погребенной почвы или развитой тепетате, исключая современную почву, эта депрессия может быть отнесена к самой молодой геоморфологической форме в данном ландшафте.

Таким образом, развитие палеобарранок имело место в позднеледниковье и в раннем голоцене, но на сниженных поверхностях продолжалось более длительное время.

5.3.3. Дальность и темпы переноса аллювиально-коллювиального материала

Получены радиоуглеродные даты из разных слоев коллювия: М 2 (по кости из разреза 13а/07) — 8190 ± 100 л. н., М 3 (по углю из разреза 28/07 — $13\,600 \pm 100$ л. н.) вполне согласуются с определениями радиоуглеродного возраста погребенных почв *in situ* из разреза 11/07 — 8100 ± 110 л. н. и $13\,350 \pm 150$ л. н. из разреза 19/07 (рис. 35, 49). Материал почв, развитых *in situ* выше по склону, неоднократно переоткладывался в сниженной части барраночного днища (в настоящее время это — терраса). Наибольшая дальность переноса материала была характерна для позднеледникового времени, меньшая — для раннего голоцена. Скорости накопления коллювия менялись в разные рельефообразующие этапы. Максимальные скорости были характерны в заключительную фазу последнего оледенения — после его максимума (М 3.1), в позднеледниковье (М 3.2), меньшие — в голоцене. Следует отметить, что эрозия почв не прекращалась даже в оптимум голоцена — М 2, задолго до заселения и освоения изучаемой территории человеком. Об этом свидетельствуют слои древнего гумусированного аллювия и инверсия ^{14}C -дат аллювия и тепетате в разрезе 31/07 (см. табл. 3; рис. 53). Последний этап М 1, связанный с антропогенным возвестием, характеризуется высокими скоростями, соизмеримыми с позднеледниковыми.

5.3.4. Причины и механизм ускоренной эрозии

Большое количество углей в сером гумусированном коллювии и в нижнем слое тепетате, залегающих в основании террасовых отложений (позднеледниковье — ранний голоцен), свидетельствуют, что спусковым механизмом для возникновения ускоренной природной эрозии были сильные пожары. Уничтожение в огне

лесной растительности на склонах, где пожары наиболее сильны, обнажили поверхность почвы и провоцировали вначале плоскостную, а затем линейную эрозию (Сычева, Дайнеко, Чичагова, 1992). Роль пожаров в формировании пород Серой толщи подтверждается наличием большого количества фитолитов темного цвета — индикаторов воздействия огня (Boyd, Matthe, 2002). Первопричиной пожара могли быть вулканический пеплопад, удар молнии на фоне длительной засухи.

Изучаемое пространство было заселено людьми около 3500 л. н. (Heine, 2003), а по нашим данным, возможно, раньше (около 4200 л. н.), следовательно, темные фитолиты в верхних горизонтах Серой толщи могут быть также доказательством выгорания мест, связанных с древними поселениями. С этого времени можно говорить о возрастающей роли антропогенного фактора в эрозии почв.

Плоскостная или мелкоструйчатая (бороздчатая) эрозия начинается сверху от местного водораздела — разрушенной вершины малого вулкана или других относительно выровненных площадок верхних частей склонов. Модели таких процессов буквально представлены на любой поверхности, лишенной растительности (рис. 64 А, Б, вкладка). Плоскостная эрозия, съедая Серую толщу и часть Бурой до тепетате ТР 3, образует циклообразные, изрезанные площадки обнаженных тепетате — головки барранок (рис. 63 А, 65 Б, вкладки). Они служат временными вместилищами водных потоков.

Угол падения поверхности тепетате колеблется от 3–5 до 7–10°. Вода течет по склону, частично смывая почвенные горизонты, особенно гор. А1, нижележащие горизонты (Е и Vt) почв уплотняются. Сверху в аккумулятивных позициях на них откладывается педоседимент из материала гумусового горизонта. Добавление порции свежего пирокластического материала превращает его в тепетате. В транзитных позициях, где нет гор. А1, основой для тепетате служит материал гор. Е, также с добавлением пепла. Тепетате большей частью сложены коллювиальным материалом, свидетелем сильных, но не всегда разрушительных склоновых потоков с участием пирокластического материала. Иногда можно видеть включения целых блоков переотложенных тепетат, залегающих наклонно (рис. 12, 65, вкладка).

Водные потоки десятилетиями, двигаясь по поверхности тепетат, уплотняли, цементировали их, но, в конце концов, размывали, образуя каньонообразные верховья барранок (см. рис. 34). Они начинаются с рытвин, промоин, но очень быстро превращаются в глубокий овраг, прорезающий древние слои вплоть до красных тепетате.

Все изученные баранки, Молодая, Бибуса, Концепсион, идут по палеоврезам, заполненным бурым аллювио-коллювием, перекрытым хорошо развитой погребенной почвой. Ее ^{14}C -возраст около 8100 ± 110 л. н. в Молодой барранке (см. табл. 3; рис. 33). Наиболее глубокий и интенсивный врез приходится на время заложения барранок — формирование ложа палеоформ. Первоначальное заполнение их происходило ускоренными темпами. Нижний слой бурого коллювия М 3 иногда содержит маломощные тепетате и слаборазвитые почвы. Потом эрозионные процессы ослабились, и на коллювии сформировалась довольно развитая темная почва (8100 ± 110 л. н.). После чего почва была быстро захоронена под зубовидной тепетате, сложенной сцементированным педоседиментом, имеющим сходный радиоуглеродный возраст. Затем возобновилось накопление коллювия М 2 до новой фазы почвообразования 6260 ± 100 л. н.

5.3.5. Этапы развития барранок

Приведенные данные свидетельствуют, что линейные эрозионные формы — барранки врезались несколько раз:

1) после 22 000/18 000 л. н., но перед 14 500 л. н. — закладывается ложе палеоврезов;

2) в позднеледниковье — раннем голоцене (между 12 400 и 8000 л. н.), возможно, этот этап связан с тремя глобальными похолоданиями: поздним дриасом (11 000–10 300 л. н.), пребореальным — 10 000 л. н. и бореальным холодными эпизодами — 8200 л. н.

3) после оптимума голоцена при изменении тренда к похолоданию (неогляциалу) около 4500–4300 л. н.;

4) во время первичного освоения территории человеком.

Возможно, 3-й и 4-й этапы совпали. Результат этого — наиболее гумусированный педоседимент, образованный в результате смыва гумусового горизонта почв оптимума голоцена. Он формирует средний слой аллювио-коллювия в барраночных террасах и на склонах ниже разреза 12/07;

5) формирование современных барранок. Современные овраги — явление относительно молодое, в большой степени обусловленное совпадением природной тенденции — расчленения рельефа и ускоренной антропогенной эрозии. В верховьях они прорезают древние почвенно-тепетатные толщи, ниже идут по аллювиально-коллювиальным заполнениям, накопившимся в предшествующие этапы развития барранок.

Полученные нами данные совпадают с материалами А. Борейши и К. Фредерика (Borejsza, Frederick, 2010), которые выделили три разновозрастные террасы, свидетельствующие о трех этапах врезания в барранках штата Тласкала. Наиболее древняя терраса образовалась в позднем плейстоцене (вероятно, в МИС 2.2), другая терраса сформировалась в конце позднеледникового — в раннем голоцене (в ее основании присутствуют раннеголоценовые гидроморфные аллювиальные гумусированные отложения), молодая терраса и днище сформированы в позднем голоцене.

5.3.6. Последовательность природных событий за последние 40 000 лет

1. Лювисоли с возрастом около 38 000 л. н. и около 28 000—26 000 л. н. Лесные ценозы умеренного пояса.

2. «Холодные» лювисоли, глейсоли возрастом около 24 000 л. н. и, 22 000—19 000 л. н. Лесные, умеренно холодные ценозы.

Хотя палеопочвы Серой толщи в районе Тласкала преимущественно представлены лювисолями, однако в почвенной памяти четко фиксируется не только температурный тренд (в сторону похолодания), но и тренд изменения увлажненности (в сторону увеличения). Почвы максимума оледенения (LGM) отражают более холодные и влажные условия (возможно, влажные условия связанные с холодом) формирования по сравнению с почвами МИС 3.

3. Озерный этап в максимум оледенения (после 19 000—18 000 л. н.). Возможны эпизоды засух.

4. Начало нового эрозионного цикла, связанного с устойчивым трендом к потеплению и увлажнению климата, после 18 000—14 500 л. н. Резкая перестройка ландшафтов в позднеледниковье. Спуск водораздельных и склоновых озер. Заложение лож палеоврезов. На месте спущенных озер формируются эродированные площадки головок барранок. Ниже закладывается ложа палеоврезов.

5. Формирование позднеледниковых почв на месте головок барранок около 13 400 л. н. (андосоли) и 12 400 л. н. (лювисоли).

6. Пульсирующее заполнение палеоврезов в конце позднеледниковья и в раннем голоцене с короткими перерывами на формирование маломощных тепетате и слаборазвитых почв (в днищах палеоврезов). Формирование синлитогенной почвенной гидроморфной толщи. Максимальные скорости осадконакопления были в интервале 12 400–8500 л. н.

7. Стабилизация поверхности в голоцене и формирование почвы моложе 8200 л. н.

8. Тепетизация после 8000 л. н. (похолодание около 7800 л. н.).

9. Оптимум голоцена — наиболее благоприятные условия (тепло и умеренно влажно) — формирование лювисолей в верховьях барранок под лесными биоценозами. В низовьях барраночных систем имели место осадконакопление и тепетизация. Лесные и саванные ландшафты.

10. Конец среднего голоцена. Похолодание, вызвавшее дестабилизацию склоновых ландшафтов, днищ и склонов барранок. Характерно чередование этапов почвообразования, разное проявление эрозии почв и тепетизации по склонам и продольному профилю барранок: в верховьях — чередование тепетате и погребенных почв, в средней части — накопление нескольких слоев коллювия с маломощными почвами и тепетате, в низовьях — отсутствие погребенных почв, чередование коллювия и тепетате. Саванные и степные ландшафты. Этап аридизации климата 4200 л. н. (по карбонатам). Пересыхание озероц.

11. Антропогенная эрозия протекала в течении нескольких этапов активизации (не менее трех). Она прошла следующие стадии: 1) образование эродированных площадок (головок барранок); 2) заложение оврагов — барранок в теле заполненных палеодепрессий; 3) формирование бедлендов. Современный этап — ускоренная линейная эрозия из-за совпадения естественного и антропогенного трендов.

ГЛАВА 6. ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ДОЛИНЫ ТЕОТИУАКАН

Ключевой участок Сан-Пабло расположен в речной долине, где находится знаменитый археологический памятник Теотиуакан (рис. 68 А, Б, вкладка). Она располагается к западу-северо-западу от блока Тласкала, ее верховья практически смыкаются с северо-западной окраиной блока (см. рис. 14, вкладка; рис. 16). Это дает основания для их сопряженного анализа и разработки единого палеоэкологического сценария. Долина Теотиуакана уже давно и систематически исследуется различными специалистами, в том числе неоднократно геологами и палеопочвоведомы (Lounejeva Baturina, et al., 2006; McClug de Tapia et al., 2005; Rivera-Uria et al., 2007; Sedov et al., 2009a; Solleiro-Rebolledo et al., 2006, 2011, 2015; Сычева, Седов, Соллейро-Реболledo, 2010 и др.). Определяющими элементами рельефа являются долина реки и обрамляющие ее потухшие вулканы, относящиеся к ТМВП. Наиболее высокий из них вулкан Серро-Гордо (Серго Gordo) высотой немногим более 3100 м (рис. 17, вкладка). Склоны вулканов покрыты древесно-кустарниковой растительностью и нарушены барранками. Конусы выноса барранок, смыкаясь между собой, плащом покрывают прилегающую к вулкану поверхность речной долины Сан-Пабло. В настоящее время долина занята плантацией кактусов (опунция) с акациями и ивами, растущими по межам участков.

6.1. Трансекта через долину Теотиуакан: голоценовые почвы и отложения

Для реконструкции истории развития ландшафтов, почв и форм рельефа в голоцене нами изучены разрезы, образующие трансекту от вершины вулкана Серро-Гордо через долину до разрушенной вершины небольшого вулкана Патлачике (см. рис. 16, 69, 70, вкладка) (Solleiro-Rebolledo et al., 2015).

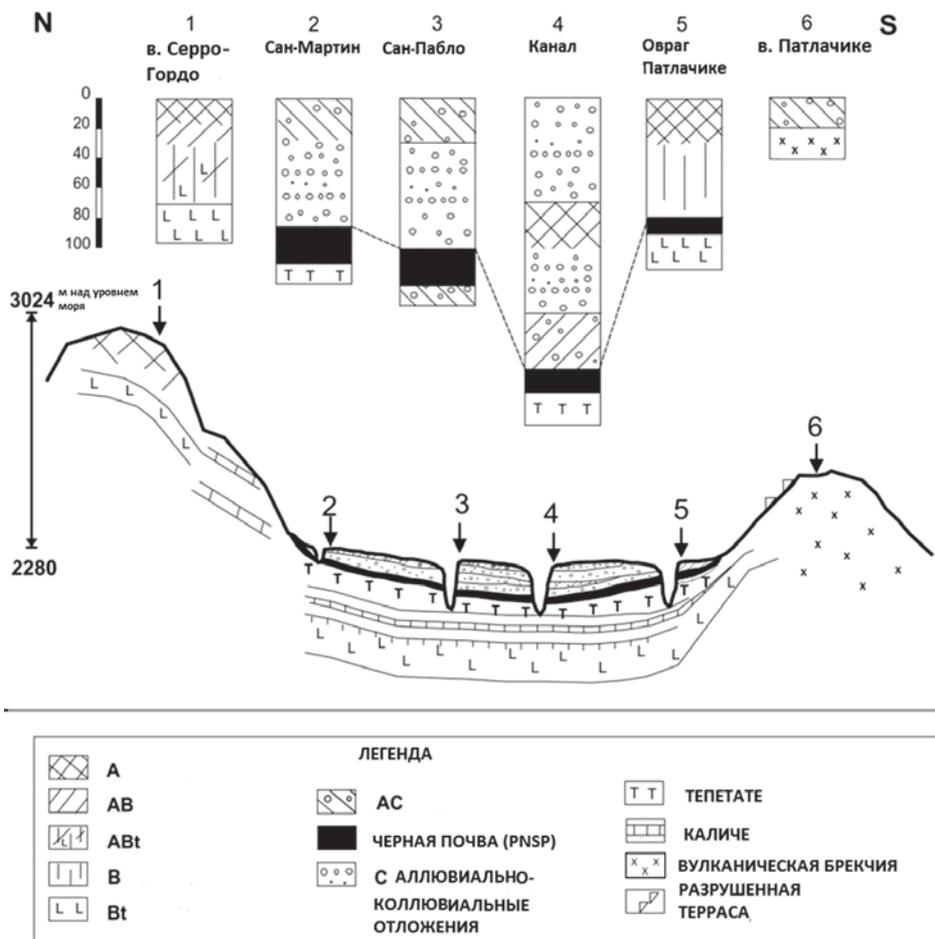


Рис. 69. Трансекта от вершины вулкана Серро-Гордо до вершины вулкана Патлачике (рисунок из статьи Solleiro-Rebolledo, Sedov, Sycheva et al., 2015)

Fig. 69. Transect from the top of Cerro Gordo volcano to the top of Patlachique volcano. From Solleiro-Rebolledo, Sedov, Sycheva et al., 2015

Разрез Серро-Гордо заложен на выровненной вершине вулкана Серро-Гордо. Его кратер уничтожен эрозией. Вершина плоская, неровная, поросшая разреженным дубовым лесом. Микрорельеф неровный — понижения чередуются с повышениями и склонами.

Разрез Серро-Гордо: 19°45'16,3" с.ш. и 98°49'31,97" з.д., 3040 м над уровнем океана (см. табл. 4; рис. 70–1, вкладка).

Таблица 6. Стрoение разреза Серро-Гордо
 Table 6. The structure of the section of Cerro Gordo

Слой, горизонт	Глубина, см	Описание
Ah	0–30	Темно-серо-коричневый (шоколадный) средний суглинок, хорошо оструктуренный, комковато-зернистый, копрогенный, густо переплетен корнями растений, пористый. Поры биогенные. Много копролитов и полых ходов червей диаметром 2–3 см. Редкие включения щебня вулканических пород розового цвета, крупных семян растений
ABt	30–70	Суглинок средний темно-серый с легким красноватым оттенком, комковато-зернистой структуры, с редкими черными глянцевыми гумусово-глинистыми кутанами, влажный, копрогенный. Граница резкая, ровная
2 Bt	70–80, вскрытая	Коричневато-красный тяжелый суглинок, влажный, мелко ореховатой структуры. Педы покрыты тонкими черными глянцевыми пленками. Их немного

Профиль сложный — высокоплодородная голоценовая почва (файозем) развита на иллювиальном горизонте плейстоценовой лувисоли, образуя позднеплейстоценово-голоценовый педокомплекс.

Разрез *Сан-Мартин* расположен на окраине одноименного горodka Сан-Мартин, примерно в 1 км от подножия вулкана Серро-Гордо. Поверхность долины плоская, неровная, слегка выпуклая, прорезана неглубоким оврагом. Преобладает травянистая растительность, но много кактусов, в основном опунции. Покрытие поверхности растительностью от 70 до 50%. Местами на эродированной поверхности разбросаны угловатые и окатанные камни вулканических пород, а также фрагменты керамики и обсидиановые орудия. За ручьем, ближе к вулкану, виден вал высотой 1 м, ограничивающий более высокий уровень террасы. Вероятно, это конус выноса, поскольку как раз напротив на склоне вулкана видна крупная барранка с вилкообразным верховьем, пересекающая весь склон вулкана Серро-Гордо от вершины до подножия. Конус выноса барранки разделен неглубокой (1,5 м) плоскодонной ложбиной шириной около 20 м. Эта ложбина является продолжением барранки на склоне вулкана после перехода ее в долину. Она перпендикулярна по отношению к оврагу. Овраг, вероят-

но, образовался на дне древнего ирригационного канала, борт которого ограничивает вал, разрушенный ложбиной.

Разрез Сан-Мартин: 19°43'39,22" с.ш. и 98°49'47,4" з.д., 2290 м над уровнем моря (табл. 7; рис. 70–2, вкладка).

Таблица 7. Строеение разреза Сан-Мартин
Table 7. The structure of the section of San Martin

Слой, горизонт	Глубина, см	Описание
Ad	0–5 см	Серый легкий пылеватый гумусированный суглинок зернистой структуры, густо переплетен корнями растений, содержит много керамики, гравия, вскипает
AC	5–30	То же, на глубине 30 см найден скребок, корней меньше, камни по всей глубине, но их немного, вскипает
2C	30–85	Коллювий. Светло-серый слегка гумусированный легкий суглинок с прослоями тонкого коричневатого-желтого песка. Прослой горизонтально волнистые. Вскипает. Содержит щебень и крупные камни вулканических пород. Переход заметный по гранулометрическому составу. Нижняя граница резкая, горизонтальная (эрозионная)
2A	85–110	Погребенная почва. Темно-серый, с коричневатым оттенком средний гумусированный суглинок, комковато-зернистый, слоеватый, однородный, не оглеенный, есть редкие и мелкие камни (0,5–1 см), не кипит
4	Ниже 110	Тепетате. Буровато-желтая плотная опесчаненная супесь, сцементированная, карбонатная

Поверхностная почва — камбисоль сформирована на культурном слое и агрогенном коллювии, имеющем признаки аллювиальной переработки (прослой песка). На глубине 85 см залегает черная почва (terra negro) — луговая почва с вертикальными признаками.

Координаты разреза *Сан-Пабло*: 19°42'319,22" с.ш. и 98°49'00" з.д., 2280 м над уровнем моря. Изученный разрез имеет две ступени. Первая — естественная ступень (Сан-Пабло 1) — это глубина уреза пересохшего речного русла около 2 м. Вторая ступень (Сан-Пабло 2) — вырытая в русле траншея глубиной от 2 до 8 м, вскрывающая более древние позднеплейстоценовые аллювиально-коллювиальные отложения, будет подробно охарактеризована ниже. Первая ступень сложена аллювием, погребенной почвой и двух-

слойным антропогенным коллювием. Артефакты 2000-летнего возраста (ровесники пирамид Солнца и Луны), залегающие на глубине 1–1,2 м, приурочены к горизонту Ah погребенной антропогенно измененной почвы (рис. 70–3, вкладка). Эта черная почва — вертисоль с нижним иллювиально-карбонатным горизонтом, наиболее гумусирована, залегает на древнем аллювии (местами преобразованном в тепетате). Эта почва, маркирующая поверхность, на которой развивалась классическая Теотиуаканская цивилизация, была подробно охарактеризована (Sanchez et al., 2013). Она перекрыта более молодым буровато-серым слоистым наносом, в верхней части — более светлым и неоднородным (культурный слой), на котором развита современная почва (флювисоль).

Разрез Канал заложен на склоне ирригационного канала в деревне между автомобильным и пешеходным мостами. Склон подрезан дорогой. Ниже дороги — канал каньонообразной формы, шириной 5–7 м. Борта канала сложены позднеплейстоценовыми тепетате.

На месте разреза склон полого падает к каналу. Верхняя треть задернована.

Разрез Канал расположен на высоте над уровнем моря 2280 м, его координаты 19°40'12,5" с.ш. и 98°50'40,0" з.д. (табл. 8; рис. 70–4, вкладка).

Таблица 8. Строение разреза Канал

Table 8. The structure of the section of the Canal

Слой, горизонт	Глубина, см	Описание
С 1	0–40	Коллювий (пролювий) — гумусированный суглинок серого цвета, содержит много крупных окатанных камней вулканических пород
С 2	40–70	Коллювий (пролювий) менее гумусированный, светло-серый с большим количеством включений камней, гальки и щебня более мелкого размера (3–5 см). Камни покрыты белесой плесенью, которая не кипит. Граница ровная, переход резкий
2 А	70–100	Погребенная почва (камбисоль) — серый, с буроватым оттенком гумусированный, слегка опесчаненный суглинок, пористый, зернистой структуры, много копролитов, практически не содержит включений камней. Горизонт выдержан по простираю и прослеживается благодаря оструктуренности. Граница ровная, переход резкий

2 С	100–140	Слоистый аллювио-коллювий — супесь буровато-серая, нечетко горизонтально слоистая, с включениями гравия и гальки вулканических пород, наименее гумусированная. Переход заметный до резкий, граница ровная
3 АЕ	140–180	Верхняя часть (140–150 см) — рыхловатый, без кавернозной пористости, несколько опесчаненный суглинок. Ниже 150 см — темно-серый, с коричневатым оттенком средний суглинок ореховатой структуры, пористый (кавернозный), но без натеков. Кверху коричневатость нарастает. Переход к нижележащему слою постепенный
3 АВtss	180–195	Погребенная почва (вертисоль или terra negro). Темно-серый (практически черный лак), средний суглинок, хорошо оструктуренный ореховато-угловатой структуры (педы с треугольными гранями покрыты черными глянцевыми кутанами). Переход резкий
4 С	Ниже 195 см	Тепетате — плотный, цементированный песок, серовато-желтый

Черная почва залегает на позднеплейстоценовой тепетате глубоко от поверхности (180 см), хорошо оструктурена, с яркими вертикальными признаками, перекрыта гумусированным коллювием, образованным из материала этой же почвы, снесенного с более высоких поверхностей. В верхней части почва деградирована (гор. АЕ) вследствие длительного сельскохозяйственного воздействия (полива и обработки). Выше развит коллювий с признаками аллювиальной переработки — более опесчаненный и слоистый. Верхняя погребенная почва (камбисоль) — слабо развитая, захоронена под двухслойным наносом. Последний, вероятно, образовался за счет разрушения древних антропогенных террас, которые расположены на склонах малых вулканов. Двухслойность коллювия отвечает разным фациям наноса одного и того же эрозионного этапа. Вначале поток был менее сильным и переносил мелкозем с включением гравия вулканических пород. Затем сила и скорость потока увеличились, и стали переноситься более крупные камни оград.

Разрез Барранка Патлачике заложен на обрывистом борту одноименной барранки. Барранка берет начало на склоне вулкана и продолжается в долине. Она имеет U-образную форму, ширину 40–50 м и врезана на глубину 8–10 м. Стенки барранки отвесные, сложенные позднеплейстоценовыми тепетате. Днище плоское,

прорезано меандрирующим руслом временного водотока (сейчас оно сухое). Местами отмечаются фрагменты невысоких террас (бывшие днища). Вероятно, врезание было неоднократным и происходило в недавнее время.

Разрез Барранка Патлачике: 19°38'13,1" с.ш. и 98°48'40,2" з.д. (табл. 9; рис. 70–5, вкладка).

Таблица 9. Строение разреза Барранка Патлачике
Table 9. The structure of the section the Barranca Patlachique

Слой, горизонт	Глубина, см	Описание
Ah	0–30	Светло-серый сухой легкий суглинок, однородный, густо переплетен корнями растений. Переход заметный по цвету и гранулометрическому составу
B1	30–50	Серо-коричневый средний суглинок, гумусированный, плотный, мелкоореховатой структуры, с редким гравием. Переход постепенный
Bt	50–80	Серо-коричневый средний суглинок, гумусированный, плотный, ореховатой структуры, с обилием кутан. Много корней растений. Переход заметный по цвету
2 AB	80–90	Погребенная почва. Темно-серый, с коричневатым оттенком средний суглинок, ореховатой структуры, с тонкими кутанами по граням педов и биогенным порам, однородный, встречаются мелкие копролиты
3 Bt	90–110	Суглинок буровато-желтый, опесчаненный, крупноореховатой структуры, плотный. Кавернозные поры покрыты тонкими гумусово-глинистыми кутанами
BC		Ниже 110 см — цементированная, плотная супесь (тепетате)

Современная почва — камбисоль, с элементами элювиально-иллювиальных процессов, превративших делювий в горизонт Bt с кутанами. Черная почва залегает на глубине 80 см, развита на коллювии, переходящем в тепетате, перекрыта гумусированным делювием, на котором развита дневная почва. Вероятно, черная почва несколько эродирована, отсутствует наиболее черный, хорошо оструктуренный горизонт.

Разрез Серро-Патлачике расположен на вершине одноименного небольшого вулкана на противоположной южной стороне долины. Высота вулкана примерно 70–80 м над уровнем долины. На вершине и склонах вулкана растительность саванного типа: дере-

вя — дуб, пируль, сосна, акация и многоцветное разнотравье: люпины, сложноцветные, вьюнки. Произрастают также кактусы. Вершина — это нагромождение глыб вулканической брекчии, покрытой лишайниками. Почва — лептосоль, занимает пространства между крупными камнями.

Разрез Серро-Патлачике: 19°37'55,2" с.ш. и 98°48'31,18" з.д. м 2700 м над уровнем моря (табл. 10; рис. 70—6, вкладка).

Таблица 10. Строение разреза Серро Патлачике
Table 10. The structure of the section Cerro Patlachique

Слой, горизонт	Глубина, см	Описание
АС	0–20	Темно-серый, с коричневатым оттенком легкий суглинок, густо переплетен корнями растений, образует дернину. Много слабо перепревшей органики — отмерших корней, коры деревьев. Содержит многочисленные включения камней вулканической брекчии разной размерности, преимущественно 2–3 см, фрагменты керамики времени Теотиуакана
С		Брекчия вулканических пород розового цвета

Склон вулкана северной экспозиции, обращенный к долине, в верхней части более крутой, в средней и нижней — пологий, террасированный. Террасы времен древнего Теотиуакана (2000 лет), разной степени сохранности (рис. 71, вкладка). Верхние 2–3 террасы более узкие, 5–7 м, местами с сохранившимися фрагментами оград, сложенных преимущественно окатанными камнями вулканических пород. Нижние 2–3 террасы широкие, до 20–30 м, не имеют каменных оград. В средней части склона террасы размыты, на поверхности много камней. Сейчас высота террас не превышает 80–70 см. Предполагается, что они имели высоту до 2 м, были сложены седиментами и материалом черной палеопочвы, взятыми из долины. В настоящее время плодородная почва погребена под коллювием или размыта.

6.2. Позднеплейстоценовые почвенно-тепетатные толщи, палеоврезы и палеокатены.

Позднеплейстоценовые почвенно-седиментационные серии были изучены в опорном разрезе Сан-Пабло 2 (Сычева и др., 2010; Solleyro-Rebolledo et al., 2011). Он заложен в искусственном кот-

ловане — траншее, углубившей сухое русло одноименной реки (рис. 72, вкладка). На глубине 7–8,5 м (разрез 7) вскрывается хорошо развитая текстурно-дифференцированная почва — лювисоль с горизонтами: E (20 см) — Bt (80 см) — Bca — SP 4 (рис. 73; вкладка). В элювиальном горизонте присутствуют скелетаны и Mn-Fe-новообразования. Глинисто-иллювиальный горизонт представлен буровато-серым суглинком сложной ореховатой структуры с мощными гумусово-глинистыми кутанами. Книзу структура укрупняется до мелкопризматической, появляются карбонатные конкреции (гор. Bca).

Лювисоль перекрыта почвой SP 3 с гор. Btg (70 см) и в зоогенный (30 см) — перерытым землероями горизонтом. Ее гор. Btg хуже проработан иллювиальными процессами, чем аналогичный гор. Bt почвы SP 4.

В профиле залегающей выше почвы — SP 2.2 выделяется карбонатный горизонт (Bca 2) мощностью 40 см, как и в лежащей над ней менее развитой почве — SP 2.1 (Bca 1) мощностью 30 см. Обе почвы сформированы на пирокластических, аллювиально-коллювиальных отложениях, практически полностью переработанных почвообразованием. Мощность отложений увеличивается в сниженной восточной части траншеи.

Погребенные почвы фиксируют древние поверхности, существовавшие в относительно устойчивые фазы развития ландшафтов, в изучаемом разрезе — это очень пологие склоны. Сочетания почв по склонам образуют разновозрастные катены, отражая латеральное разнообразие почвенного покрова. Нижняя почва (SP 4) развита на слабонаклонной поверхности, падающей на юго-восток. Вниз по погребенному склону элювиальный и иллювиальный горизонты лювисоли замещаются их оглеенными вариантами. Такое сочетание горизонтов, сменяющих друга по латерали — пологому склону, отражается в изменении строения почв разных секторов, образующих слабоконтрастную палеокатену 1. В том же направлении увеличиваются мощность перерытого горизонта вышележащей почвы SP 5, который замещается коллювиальным оглеенным суглинком в палеодепрессии (в разрезах 2 и 3; рис. 74, вкладка). В разрезе 1 коллювий, как и вышележащий гор. Btg почвы SP 5, срезается палеоврезом 1. Почва SP 5 образует неконтрастную катену 2, что связано с уменьшением угла падения склона.

Между почвами 5 и 4 залегает палеоформа 1, представляющая собой поперечный срез погребенного речного русла (рис. 72, вкладка; рис. 74, вкладка). Его перекрывает глеезем (SP 2.2) — гор. G в разрезах 1, 2. Выше по склону, в разрезах 3–5, глеевый горизонт замещается гор. Bg, в разрезе 6 — карбонатным оглеенным горизонтом — почва и карбонатным горизонтом Bca 2 в разрезах 7, 9–11 (рис. 75, вкладка). В разрезе 8 почва SP 2.2 уничтожена палеоврезом 5. Такое изменение строения почвы SP 2.2 по склону образует контрастную катену 3, меняющуюся от неоглеенных карбонатных почв со слоями каличе в верхней части склона до глеезема в субквальной депрессии (форма 2).

Поверхность, сформированная после заложения форм 1 и 2, отраженная в строении секторов этой катены, имеет значительный наклон — на юго-восток (рис. 76). Более молодая почва Pd 2.1 с гор. Bca 1 увеличивается по мощности все в том же направлении. В сниженной части карбонатный горизонт сменяется слабооглеенным, демонстрируя слабоконтрастную катену 4. Поверхность, на которой развита эта катена, имеет меньший наклон, чем более древняя, связанная с катеной 3.

Непосредственно над верхней карбонатной почвой SP 2.2 залегают несколько палеоврезов в противоположных концах траншеи. Все палеоврезы, в том числе и более древние 1 и 2 (рис. 74), имеют разные форму и строение заполняющих отложений, характеризующие их генезис и темпы накопления осадков.

Палеодепрессии отражают как саморазвитие речной долины, так и катастрофические события, связанные с интенсивностью временных водных потоков со склонов вулканов. И те и другие прямо или косвенно зависят от климатических изменений. Палеоврез 1, как уже говорилось, представляет собой фрагмент речного русла глубиной около 2 м и диаметром 30–40 м, с закономерно меняющимися отложениями вверх по разрезу. В днище залегают крупнообломочный несортированный сцементированный галечник (базальный или плотиковый горизонт), сменяемый косослоистым песком (руслевая фация аллювия), а выше — переслаиванием песков и супесей. Такое строение отражает постепенное снижение силы флювиального потока от быстрого, фактически горного, до «спокойного» руслового равнинного.

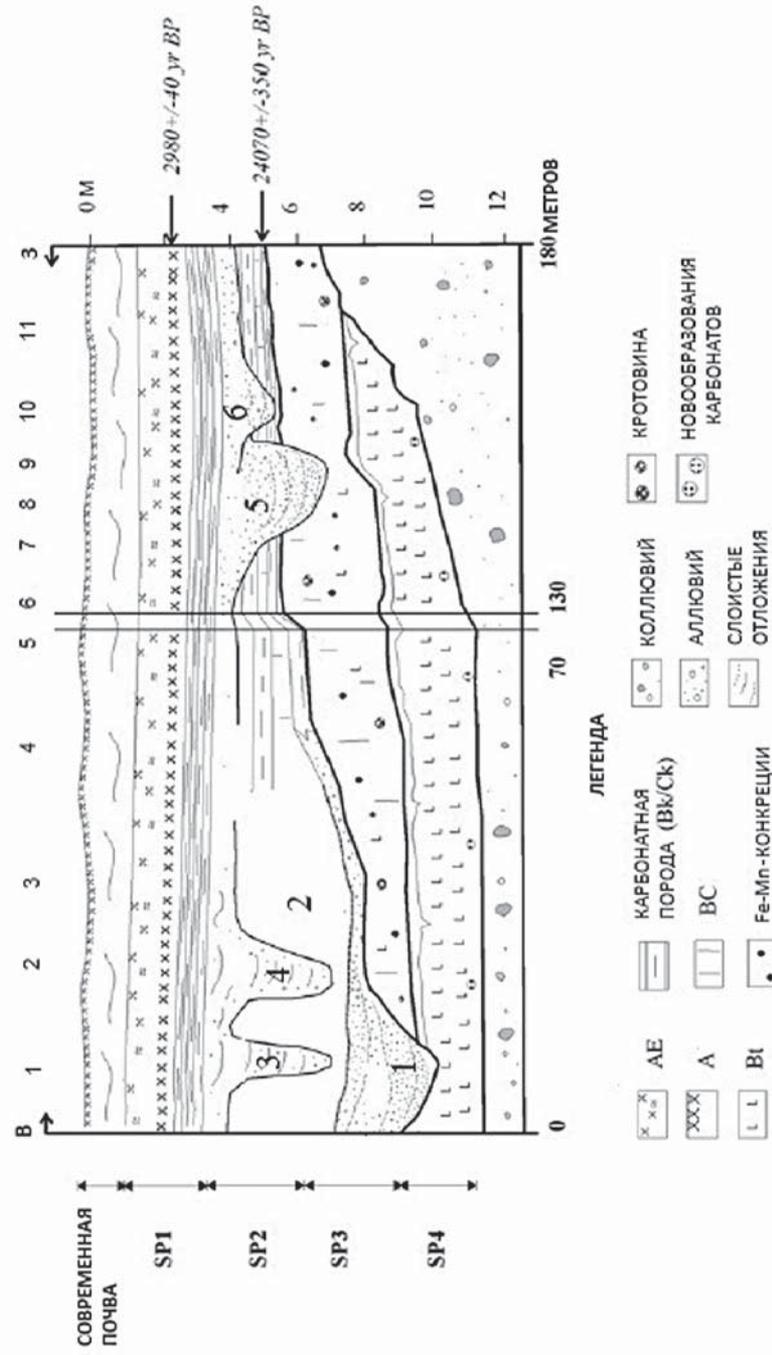


Рис. 76. Строение почв и отложений в разрезе Сан-Пабло. Цифры сверху — номера изученных разрезов (1–11), крупным шрифтом — номера палеорезов (1–6), справа почвы (современная, SP 1–4), слева — глубина в м и ¹⁴C-даты, внизу — расстояние в м (рисунок из статьи Solleiro-Rebolledo, Sycheva et al., 2011) с дополнениями

Fig. 76. *Trench San Pablo: paleoincisions 1–6 (bold letters), sections 1–11. From Solleiro-Rebolledo, Sycheva et al., 2011*

Аллювиальная толща перекрыта глеевым горизонтом, который вместе со склоновым вариантом почвы SP 2.2 — гор. Вg образует палеоформу 2, частично наследующий первую. Это субаквальная депрессия глубиной около 1,5 м и диаметром больше 50 м, сформированная над заполненным речным руслом — врезом 1. Она четко выражена в палеорельефе благодаря не только падению слоя, но и изменению почв, образующих палеокатену 3. Депрессия частично заполнилась осадками аллювиально-коллювиального генезиса, в которых найден обсидиановый обломок, но осталась выраженной в рельефе, в дальнейшем наследовалась палеоврезами 3 и 4. Данные врезы, как и врез 5, залегают над почвой SP 2.1 с гор. Вса 1, т.е. являются моложе его.

Палеоврез 3 представляет собой округлую депрессию диаметром 4–5 м, глубиной около 3 м, заполненную неоднородными ко-сослоистыми галечниками и песками с мелкими вложенными V-образными врезами (рис. 74, вкладка; рис. 76). Подобные наносы отложены быстрыми водными потоками, по силе подобными горным речкам.

Палеоврез 4 сходного облика и такой же глубины, но большего диаметра — 8 м. В основании он заполнен галечником, кверху сменяемым линзовидно-слоистыми песками и супесями. В кровле переслаиваются слои супеси и суглинка, повторяя очертания уменьшающейся по глубине депрессии. Подобное строение демонстрирует поперечный срез речных отложений, отражая постепенное снижение силы водотока.

Палеоврезы 5 и 6 залегают в более высокой части древнего палеосклона (в начале траншеи), реконструируемого слабоконтрастной катеной 1 (рис. 75, вкладка; рис. 76).

Палеоврез 5 диаметром 4,5 м и глубиной около 2,3 м занимает то же стратиграфическое положение, что и врезы 3 и 4, — развит в кровле первого карбонатного горизонта почвы SP 2.2. Заполнен он преимущественно субгоризонтально суглинисто-супесчаными отложениями, отражающими постепенное уменьшение глубины палеовреза. То есть сила флювиального потока еще более уменьшилась по сравнению с потоком, заполняющим осадками палеоврез 4.

Палеоврез 6 наследует палеоврез 5 со смещением тальвега и представляет собой ложбину стока с меньшими скоростями, чем

в предыдущем врезе. Его диаметр значительно увеличивается — до 25 м, а глубина уменьшается до 1,5 м. Палеоврез заполнен аллювиально-коллювиальными супесями и суглинками.

6.3. Обсуждение материалов исследования

6.3.1. Голоценовые почвы

Основной голоценовый стратиграфический уровень — черная почва, или *terra negro*, средне-, позднеголоценового возраста, хорошо сохранившаяся (особенно в центральной части долины) вертисоль (рис. 69). Ее строение и степень сохранности варьируют в зависимости от положения в трансекте. Вблизи вулканов почва немного эродирована и представлена гор. АВ (разрез Барранка Патлачике). Она развита во всей долине, плавно поднимаясь к поверхности у подножий вулканов и опускаясь на наибольшую глубину в центре долины. Вертисоль залегает на позднеплейстоценовой тепетате или одновозрастном маломощном аллювио-коллювии (разрез Барранка Патлачике). В трех разрезах: Сан-Мартин, Сан-Пабло, Барранка Патлачике — вертисоль залегает на глубине 80–100 см. Значительно глубже, на глубину 180 см, она захоронена в центральной части долины (разрез Канал, рис. 70–3, вкладка). В этом разрезе верхняя часть профиля почвы деградирована. Вертисоль перекрыта гумусированным коллювием (делювием в российской геоморфологии), образованным из ее же материала с добавлением эолового и/или пирокластического осадка. Коллювий накапливался на пологих склонах (с уклоном от 2°) за счет деятельности безрусловых потоков во время сильных дождей. Ближе к подножиям вулканов, особенно на конусах выноса барранок, в гумусированный коллювий примешивался материал разрушения позднеплейстоценовых тепетате и коллювия, залегающих на склонах вулканов. В центре долины, у русла рек, почва перекрыта аллювием, что дает возможность предположить, что в отдельные этапы поверхность подвергалась затоплению паводковыми водами. Колониальные письменные источники фиксируют сильные паводки, вплоть до XVII века. В настоящее время этого не происходит, так как долина дренирована глубоко врезанными барранками и каналами.

Осадконакопление в долине было неоднородным по скорости и интенсивности. Вначале скорости были небольшими. Накапли-

вался преимущественно тонкий материал (гумусированный делювий). Впоследствии произошло усиление флювиальной активности. Затем скорости денудационно-седиментационных процессов снизились, и наступил период устойчивого развития ландшафтов — стала образовываться новая почва — камбисоль. На большей площади долины она — поверхностная (дневная). Но в разрезе Канал эта почва погребена под наиболее молодым наносом — коллювием, с большим количеством обломочного материала, отложенного временными сильными потоками.

6.3.2. Позднеплейстоценовые палеопочвы, палеокатены и палеоврезы

В опорном разрезе Сан-Пабло выделено 5–6 разновозрастных палеопочв, включая голоценовые, разделенных пирокластическими аллювиально-коллювиальными отложениями, практически полностью переработанными последующими почвообразованием. А так как почвы лишены верхних горизонтов, то можно предположить, что перед погребением они были эродированы. Почвы образуют сочетания по склонам — палеокатены, которые отражают древние ландшафтные поверхности, имеющие односторонний уклон (с северо-востока на юго-запад) — в сторону падения продольного профиля реки. Такое направление склона сохраняется и для всех катен, но выражено в разной степени, что отразилось на контрастности их строения.

Катена 1, образованная почвой SP 4, слабоконтрастная, отражает наиболее длительный этап устойчивого динамического развития ландшафтов, связанный с относительной стабилизацией морфолитогенных процессов и интенсификацией процессов почвообразования в условиях лесной растительности (рис. 78). Это подтверждается мощным и четко дифференцированным на контрастные горизонты профилем нижней лувисоли.

Затем следовал этап усиления седиментационных процессов, вероятно пирокластического генезиса, переотложенного в основном коллювиальным путем. Результатом этого этапа стало уменьшение угла падения склона и значительное снижение контрастности катены 2. Следует отметить, что накопление коллювия сопровождалось его зоогенной переработкой, т.е. можно говорить о синлитогенном почвообразовании в этот период.

Катена 2 демонстрирует менее продолжительную приостановку седиментационных процессов, чем катена 1, так как почва SP 3 менее мощная и дифференцированная, чем нижележащая лувисоль.

Катена 3 — резко контрастная, сформированная после нового выпадения тефры и переработки ее аллювиальными эрозионно-аккумулятивными процессами, связанного с заложением форм 1 и 2. Почва SP 2.2, маломощная, с карбонатным горизонтом, замещаемым оглеенным горизонтом в субаквальных условиях. Ее мощность и строение указывают на ухудшение палеоэкологических условий в сторону относительного похолодания и иссушения, а также на меньшую длительность почвообразования по сравнению с предшествующими педогенными фазами. Затем вновь возобновились процессы поступления пепла и переработки его склоновыми процессами, что вызвало накопление коллювия в сниженной части склона и его выколачивание, поэтому катена 4 неконтрастная, о чем свидетельствует второй карбонатный горизонт, связанный с почвой SP 3. Эта почва по генезису, сходная с SP 2.2, также формировалась менее продолжительное время и на более ровной поверхности.

Затем следует катастрофический геоморфологический этап, характеризующийся резко возросшими скоростями рельефообразования. Закладываются палеоврезы 3–6, относящиеся фактически к одной возрастной генерации. Все они отражают поперечные срезы флювиальных потоков, протекавших со склонов вулкана Серро-Гордо (рис. 77). Морфология врезов и строение заполняющих отложений показывают постепенно уменьшающуюся силу горного потока от вреза 3 до вреза 6.

После врезания и заполнения палеоформ 3–6 темпы и активность временных водотоков ослабли и возобновилось относительно «спокойное» аллювиально-коллювиальное осадконакопление, характеризующееся невысокими скоростями (аллювиальная стадия, связанная с меандрированием реки по слабонаклонной долине). Такая тенденция сохранилась вплоть до настоящего времени.

Ведущими рельефообразующими процессами в долине явились:

1) эоловый привнос пирокластического материала (тефры) и пыли;

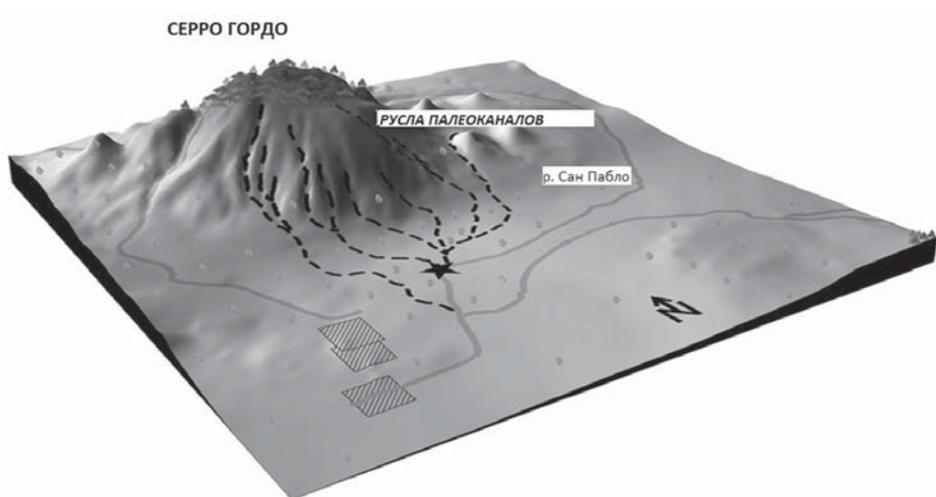


Рис. 77. Палеоручьи, стекавшие с вулкана Серро-Гордо (рисунок из статьи Solleiro-Rebolledo, Sycheva et al., 2011)

Fig. 77. Paleostreams descending from Cerro Gordo. From Solleiro-Rebolledo, Sycheva et al., 2011

2) аллювиально-коллювиальный перенос с запада на восток по уклону продольного профиля реки — создание слабонаклонных поверхностей 1–4 и формы 2;

3) флювиальная деятельность реки (врезание и меандрирование русла) — накопление аллювия и образование формы 1, голоценового вреза;

4) флювиальная деятельность временных потоков — ручьев, текущих с вулкана Серро-Гордо, — образование форм 3–6;

Ведущие почвообразующие процессы и их интенсивность:

1) текстурная дифференциация палеопочвы SP 6, в меньшей степени для палеопочвы SP 3;

2) зоогенная турбация (максимальное для SP 3);

3) накопление карбонатов вследствие иллювиирования карбонатов (для SP 6) или выпотного режима (для SP 2.2 и особенно для SP 2.1), латерального переноса;

4) оглеение (максимальное для SP 2.2, в меньшей степени для других почв);

5) гумусонакопление (максимальное для голоценовой вертисоли — SP 1.1);

- б) внутрипочвенное выветривание для всех почв;
- 7) антропогенное преобразование почв и накопление отложений (образование 2000-летнего культурного слоя, современных коллювия и почв: антросоли, камбисоли, на дне долины — флювисоли).

6.4. История развития ландшафтов долины

6.4.1. Возраст палеопочв в долине и на склонах вулканов

Для реконструкции этапов развития ландшафтов и их компонентов — почв и форм рельефа необходимым условием является наличие временных реперов, датированных археологическим, радиоуглеродным и другими методами. Такими реперами служат палеопочвы, слои с костными и углистыми отстатками, слои каличе и другие вторичные карбонаты. Определенные возрастные привязки дает сравнение с почвами в других разрезах, занимающими аналогичные стратиграфические позиции и имеющие сходный морфогенетический тип, но уже продатированными. Так, полно развитая лювисоль — SP 4, залегающая в основании разреза, сходна с почвой, развитой в разрезе Тлалпан, имеющей радиоуглеродный возраст около 38 000 л. н. (Sedov et al., 2009a). Полученные даты из ее карбонатного горизонта — около 34 000 и 37 000 л. н. (Solleiro-Rebolledo et al., 2015) подтвердили принадлежность почвы к МИС 3. Залегающие выше почвы с карбонатными слоями — каличе (SP 2.2 и SP 2.1) имеют радиоуглеродный возраст около 24 000 л. н. и около 21 000 л. н. соответственно и относятся к первой половине МИС 2 (Sedov et al., 2009 a; Solleiro-Rebolledo et al., 2015).

Датирование материнских и подстилающих аллювиально-коллювиальных пород показало, что процессы эрозии и осадконакопления в долине протекали довольно интенсивно, особенно в первую половину голоцена, в итоге сформировался полигенетический, включавший 2–4 слаборазвитые почвы, или синлитогенный профиль (McClug de Tapia et al., 2005).

Как оказалось, сложнее трактовать возраст погребенной вертисоли и других голоценовых почв и отложений в долине Теотиуакана. Из-за турбаций почвенного профиля вертисоли, связанных как с ее генезисом (увлажнения и набухания, а затем иссушения и растрескивания), так и с длительным агрогенным использова-

нием почвы, ^{14}C -возраст погребенного гумусового горизонта колеблется от 670 до 2140 л. н., также отмечены инверсии дат (McClug de Tapia et al., 2005; Solleiro-Rebolledo et al., 2015). Археологические и радиоуглеродные даты древнего культурного слоя — около 2000 л. н. Поверхностные слои: пахотный горизонт, культурный слой и свежий нанос имеют современный возраст — 108–113 л. н.

Исследования, проведенные за пределами долины на склонах вулканов Серро-Гордо и Патлачике, дополнили данные по истории развития ландшафтов в долине, выявили новые циклы эрозии и почвы (McClug de Tapia et al., 2005; Solleiro-Rebolledo et al., 2006). В разрезе, расположенном на склоне вулкана Патлачике, вскрыт полигенетический эродировано-аккумулятивный профиль. В разрезе, заложенном на склоне вулкана Серро Гордо, обнаружены современная почва — фэйзем и две погребенные лювисоли. Верхняя лювисоль имеет ^{14}C -дату в гор. 2Ab1 около 13 340 л. н., в гор. 2Vtb1 — около 18 740 л. н.; нижняя лювисоль в гор. 3VCbt2 — 22 670 л. н. [Solleiro-Rebolledo et al., 2006]. В другом разрезе немного ниже по склону вулкана Серро-Гордо вскрыт профиль с горизонтами: Ap (0–34 см) — 2Ah (34–50 см) — 3Vt (50–90 см) — Vt (90–143 см) (McClug de Tapia et al., 2005). Казалось бы, его можно рассматривать как нормальный почвенный профиль. Однако возраст горизонтов показал их гетерохронность и наличие значительных временных лакун. Гумусовый горизонт (Ap 0–34 см) относится к среднему голоцену — 5250 ± 70 л. н., горизонт 2Ah (34–50 см) — к позднему плейстоцену (МИС 2) — $18\,740 \pm 150$ л. н. и $22\,670 \pm 290$ л. н. соответственно. Временная лакуна — 18 000–5000 л. н. или в более узком диапазоне — 13 000–8000 л. н. показывает, что тогда на склонах вулканов преобладали эрозионные процессы. И как следовало ожидать, этот временной интервал нашел более детальное отражение в почвенно-седиментационных архивах в долине Теотиуакана (заложение палеоврезов) и в заполнениях барранок.

На основе хронологии (радиоуглеродного датирования карбонатов), типа и степени педогенеза, а также характеристик седиментационных процессов выделены четыре хроноэтапа.

Первый этап — позднеплейстоценовый, фаза 1 (40 000–24 000 л. н.), включает лювисоли, превалирующие на высоких позициях

в ландшафте. Эти палеопочвы включают педогенетические карбонаты, дисседиме и слои калинче.

Второй этап — позднеплейстоценовый, фаза 2 (24 000–10 000 л. н.), включает плейстоценовые почвы, седименты. Только в долине были найдены глейсоли, прорезанные аллювиальными каналами, и слои калинче.

Третий этап — голоценовый, фаза 1 (10 000–1000 л. н.), представлен полигенетическими почвами (вертисоли), сильно модифицированными антропогенными процессами в фазу предысторического освоения.

Четвертый этап — голоценовый, фаза 2 (прошлое тысячелетие). Доминируют эрозионные процессы, формируются неустойчивые и нестабильные ландшафты. Палеопочвы (лювисоли, слои калинче и вертисоли) погребены в днище долины. На склонах и на высоких позициях они могут быть закрытыми или появляться на поверхности, включаясь в современное почвообразование.

6.4.2. Основные этапы развития ландшафтов долины Теотиуакан

Резюмируя данные комплексного геоморфологического, палеопочвенного и радиоуглеродного исследования, можно выделить следующие этапы в истории развития ландшафтов долины Теотиуакан за последние 40 000 лет (рис. 78).

1. Формирование лювисоли SP 4 и слабоконтрастной катены 1 на пологой поверхности склона — около 37 000–34 000 л. н.

2. Выполяживание склона вследствие выпадения пепла и накопления коллювия в сниженной восточной части склона. Возможно, определенное участие синлитогенного почвообразования.

3. Формирование неконтрастной катены 2 и почвы SP 3 (не датирована, возможно, около 26 000 л. н.).

4. Заложение вреза 1 в результате меандрирования русла реки пра Сан-Пабло.

5. Заполнения его аллювиальными осадками.

6. Образование палеоформы 2 — субаквальной поверхности и прилегающего склона.

7. Формирование контрастной катены 3 и почвы SP 2.2 (около 24 000 л. н.).

8. Выпадение пепла и его переработка склоновыми процессами, накопление коллювия и выполаживание депрессии 2.

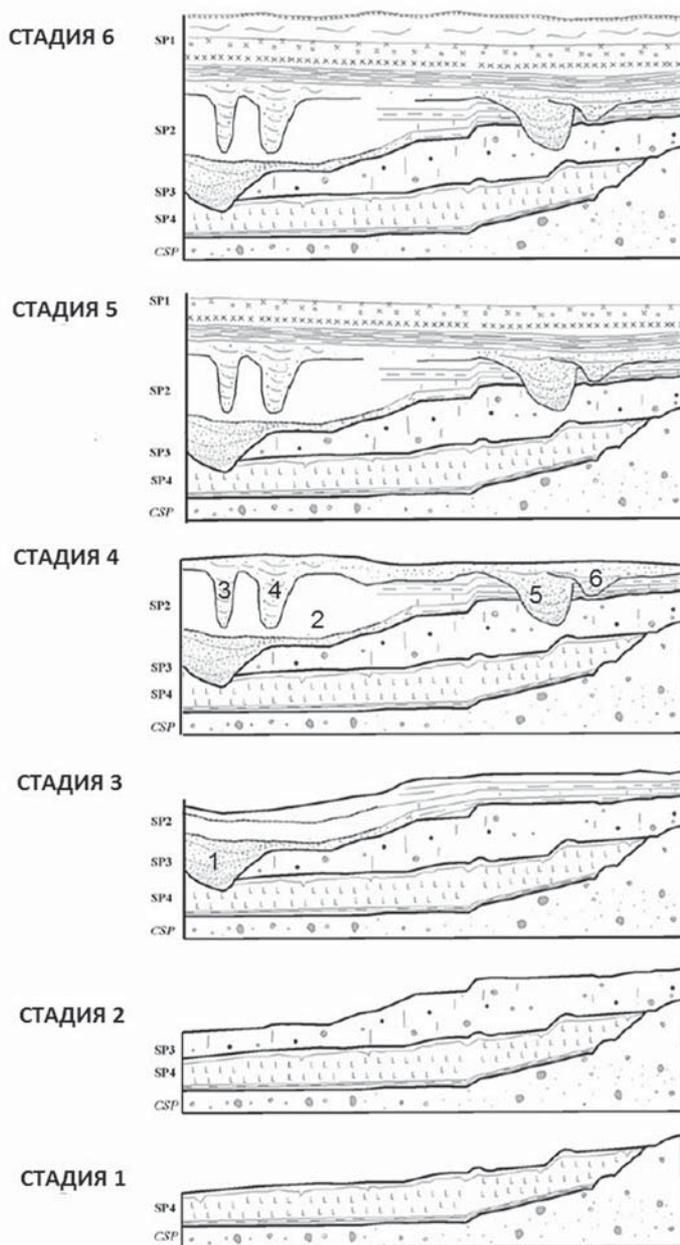


Рис. 78. Стадии развития рельефа в разрезе Сан-Пабло. Крупным шрифтом – номера палеоврезов (1–6) (рисунок из статьи Solleiro-Rebolledo, Sycheva et al., 2011), с дополнениями

Fig. 78. Stages of the relief development in the context of San Pablo. From Solleiro-Rebolledo, Sycheva et al., 2011

9. Формирование неконтрастной катены 4 и почвы SP 2.1 (около 21 000 л. н.).

10. Новый эрозионный этап, проявившийся в заложении и последующем заполнении палеоврезов 3–6. Формы, размеры и строение вмещающих отложений демонстрируют постепенное затухание силы водного потока, от горного до временного ложбинного. Ритмы эрозии и аккумуляции происходили неоднократно в интервале 18 000/13 000–11 000/10 000 л. н.

11. Пеплопад и накопление перекрывающей толщи позднеледникового коллювия.

12. Заложение голоценового вреза реки Сан Пабло и заполнение его аллювием (после 10 000 л. н.).

13. Возможное выпадение пепла и накопление голоценового коллювия.

14. Почва SP 1.2 (670–2140 до 10 000 л. н.) и культурный слой (2000–0 л. н.).

15. Молодой коллювий, с предварительным пеплопадом (после 400–600 л. н.).

16. Формирование современной почвы SP 1.1 (около 110 л. н.).

6.4.3. Палеоландшафтные и палеоклиматические реконструкции

В опорном разрезе Сан-Пабло в интервале глубин 4–10 м выделены четыре палеокатены, отражающие определенную стабилизацию рельефообразующих процессов и длительные периоды почвообразования. Такие условия наиболее благоприятны для развития растительности и почв. А так как район исследования относится к зоне недостаточного увлажнения субтропического пояса, но приурочен к речной долине, то можно предположить, что катены отражают периоды с оптимальным тепло- и влагообеспечением (теплые и относительно влажные фазы климатических ритмов). Устойчивое почвообразование периодически сменялось усиленным осадконакоплением, связанным с выпадением новых порций пепла, а также с аллювиальными (речными) и коллювиальными (склоновыми) потоками. И если аллювиальные процессы отражают функционирование древней речной системы р. Сан-Пабло и усиление влагообеспечения (более влажные периоды), то склоновые процессы доминируют в относительно сухие периоды с редкими, но сильными ливнями. Еще более катастрофические явления нашли свое отражение в зало-

жении врезов с временными водотоками (резкий переход от наиболее сухих к влажным).

Такой катастрофический переход от максимума последнего оледенения с направленным трендом к потеплению очень четко читается в разрезе Сан-Пабло. Прежде всего, он выражен в изменении тренда и скоростей флювиальных процессов, вплоть до смены геоморфологического режима — перестройки ведущих процессов, возрастания скоростей врезания и осадконакопления. Об этом свидетельствует серия практически одновозрастных палеоврезов 3–5, формы и заполняющие осадки, которые показывают сильное возрастание скоростей водотоков уже не меандрирующей реки, как палеоврез 1, а стремительных горных ручьев, стекавших с ближайших склонов вулкана Серро-Гордо и достигавших участка исследования. Текстура заполняющих палеоформы осадков отражает постепенное затухание интенсивности флювиального потока (от палеовреза 3 до палеовреза 6).

6.5. Тренды и циклы развития ландшафтов

Чередование почвенных и рельефообразующих (денудационно-седиментационных) фаз и трендов этих процессов свидетельствует о том, что развитие ландшафтов в долине Теотиуакан протекало на фоне разных по иерархии климатических ритмов.

Две нижние почвы относятся к МИС 3, две верхние — к МИС 2. Эволюция почвообразования происходила в направленности от более влажных и теплых условий (умеренной лесной зоны) (лювисоли — SP 4) через саванну (почва SP 3) к более прохладным и периодически засушливым условиям (почвы SP 2.2 и SP 2.1).

На длительность почвообразования указывает степень развитости профиля и в меньшей степени его мощность. По этим двум критериям четко фиксируется тренд от более развитых почв к менее развитым в ряду SP 4 — SP 3 — SP 2.2 — SP 2.1. Меняется геохимическая формация: от почв кислого и нейтрального ряда (SP 4, возможно, SP 5) к почвам щелочным (SP 3 в разрезах 1–3, SP 2.2), — демонстрирующая смену режимов увлажнения и испарения и приходящаяся на границу МИС 3 и МИС 2 (переход от теплого, влажного климата интерстадиала МИС 3 к холодному и сухому климату максимума последнего оледенения (МИС 2)).

В строении изучаемого разреза присутствуют поперечные шесть позднеплейстоценовых врезов трех генераций. Наиболее крупная форма 1 первой генерации отражает строение русла реки, существовавшего относительно долго (форма крупная, с пологими склонами). Ее заполнение включает несколько аллювиальных фаций (от плотиковой до пойменной) и демонстрирует постепенное ослабевание силы речного потока. Форма 2 наследует предшествующую, фактически являясь заключительной стадией развития первой и отражая субаквальную поверхность, на которой был сформирован аккумулятивный сектор катены 3 с глееземом. Формы 3–6 относятся фактически к одной возрастной генерации — второй, отражая постепенное снижение силы малого водного потока, текущего со склонов вулкана Серро-Гордо. К третьей генерации относятся врезы речного русла: голоценового и современного.

Заложение врезов на плоской озерно-речной долине свидетельствует о большой силе водных потоков — ручьев, текущих со склонов вулкана Серро-Гордо, не терявшихся у его подножия, а проникавших далеко в долину. Это катастрофическое событие, говорящее о резкой перестройке рельефа вследствие значительного возрастания тепла и влаги, несомненно, относится к смене режима ледниковья на межледниковый режим, вернее, к межфазиялам позднеледниковья.

Генерируя записи двух основных групп природных процессов: почвообразующих, отвечающих главным образом за эпохи стабильности, и рельефообразующих, фиксирующих экстремальные условия эпох ландшафтных перестроек, — можно реконструировать сложную, постоянно меняющуюся историю развития ландшафтов, в которой важную роль играли как различные ритмы, так и некие общие тренды. И те и другие в какой-то степени подчиняются влиянию многих факторов: саморазвитию речной долины Сан-Пабло, периодичности извержений вулканов и неотектонических подвижек и т.д. Однако ведущая роль принадлежит климатическим изменениям — ритмам разной иерархии и общему тренду от теплого интервала — МИС 3 к максимуму ледниковья (LGM) и позднеледниковью (LGT) — МИС 2, к новому межледниковью (голоцену) — МИС 1.

ГЛАВА 7. ЭВОЛЮЦИЯ И РИТМИКА ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МЕКСИКИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40 000 ЛЕТ

Климат в тропическом поясе в позднем плейстоцене менялся направленно и колебательно в соответствии с планетарным трендом, а также со стадиал-интерстадиальными и другими ритмами, наиболее ярко проявившимися в высоких северных широтах. В интервалы с благоприятными экологическими условиями формировались палеопочвы. В экстремальные периоды происходили извержения вулканов, возникали горные оледенения, климат становился прохладным и влажным в начале холодного периода, прохладным и засушливым в его конце, сезонность значительно усиливалась. Все эти факторы вызвали ускорение процессов рельефообразования. Почвы деградировали, эродировались в одних геоморфологических позициях и погребались новыми наносами — в других. Образовывались разного генезиса поверхностные отложения: аллювий, коллювий, тепетате. Чередования палеоэкологических условий, вызванные многими факторами: горными оледенениями, вулканизмом, тектоникой, планетарными изменениями климата, — проявились и в последние 40 000 лет.

Общий фон описываемых событий, охарактеризованных радиоуглеродными датами, охватывает две главные климатические фазы: вторая половина последнего плейстоценового оледенения (висконсинского) и межледниковье — голоцен. Четко прослеживаются тренды от потепления — позднеплейстоценового мегаинтерстадиала к похолоданию в максимум оледенения, затем нарастание температур в позднеледниковье до оптимума голоцена и вновь к похолоданию в конце голоцена. Однако существование в изучаемом регионе высоких, периодически действующих вулканов вносило существенные поправки в описанный глобальный тренд ледниково-межледникового ритма.

Извержения вулканов продуцировали возникновение местных оледенений и как результат способствовали созданию холодных

и влажных условий в регионе. Цепочка взаимосвязанных событий выглядит следующим образом. Извержение вулкана создает эффект ядерной зимы. Задымление от многочисленных пожаров и выброс в атмосферу больших масс пепла уменьшают поступление солнечной энергии, что вызывает понижение температуры в регионе и одновременно уменьшает испаряемость. На высоких вулканах возникают и растут горные ледники. Горное оледенение еще в большей степени продуцирует холодные и влажные условия. Это ведет к тому, что рельефообразующие процессы ускоряются, а почвообразование подавляется.

7.1. Педостратиграфия позднего плейстоцена (40 000–10 000 л. н.)

Вторая половина последней ледниковой эпохи — интервал позднего плейстоцена 40 000–10 000 л. н. — подразделяется на три климатических этапа: МИС 3 — мегаинтерстадиал, в целом относительно теплое время с неоднократными похолоданиями, последнее — дунаевский или брянский интерстадиал; МИС 2.2 — максимум оледенения (LGM); МИС 2.1 — позднеледниковье (LGT).

Три эпохи последнего оледенения нашли отражение в изученных почвенно-тепетатных профилях Тласкала (Тлалпан, Мамут) и долины Теотиуакан (Сан-Пабло, Серро-Гордо) и в других разрезах Центральной Мексики (табл. 11).

В строении позднеплейстоценовых отложений Серой толщи в *Тлалтлане* присутствуют две палеопочвы ТХ1 (лювисоль стагник) и ТХ 2 (лювисоль стагник и глейсоль в понижениях), относящиеся к МИС 3 ($38\,200 \pm 5600$ л. н.) и к МИС 2.1 (см. табл. 11) (Poetsch, 2004; Sedov et al., 2001, 2009a, b). В позднеледниковье (МИС 2.1) формировалась лювисоль, подразделяющаяся в аккумулятивных позициях древнего рельефа на две почвы. Они хорошо представлены в разрезе головки Молодой барранки: около 13 350 л. н. и 12 400 л. н. (рис. 27; табл. 3).

В барранке дель Мамут для интервала 38 000–18 000 лет фиксируется более детальная запись палеопочвенных событий, что также вполне объяснимо приуроченностью объекта к локальной депрессии. Здесь выделены две почвы, формировавшиеся в МИС 3 и две — в МИС 2.2 (см. табл. 11). Если более древние из них — лювисоли, свидетельствующие о существовании лесов умеренно-

Таблица 11. Радиоуглеродный возраст позднплейстоценовых почв и врезов в разрезах ТМВП по работам (McClug de Tapia et al., 2005; Rivera-Uria et al., 2007; Sedov et al., 2001, 2009b; Solis-Castilio et al., 2012; Solleiro-Rebolledo et al., 2003, 2006, 2011, 2015; Сычева и др., 2013)

Table 11. Radiocarbon age of late Pleistocene soils and incisions in the sections of TMVP according to the McClug de Tapia et al., 2005; Rivera-Uria et al., 2007; Sedov et al., 2001, 2009b; Solis-Castilio et al., 2012; Solleiro-Rebolledo et al., 2003, 2006, 2011, 2015; Sycheva and others, 2013

МИС	Ключевые участки, разрезы. ^{14}C -даты, тыс. л. н.					
	Сьерра-Невада, склон вулкана	Тласкала		Глассиас Буэнависта, склон	Пачука	Теотиуакан, долина; Серро Гордо, склон вулкана
		Тлалпан, плато, склон, палеоврезы	Мамут, депрессия на склоне			
2.1 LGT		Врез: 12/10–8, лувисоль; 12,4 ± 0,2, андосоль; 13,4 ± 0,2		лувисоль, 12,2 ± 0,1		лувисоль, 13,3 ± 0,3
2.2 LGM	>14	Врез: 18–14, 19–22, глейсоль	22,1 ± 0,2, глейсоль; 24,7 ± 2,6, глейсоль		Петро-кальци-ковая лувисоль, 23,4 ± 0,2	Врез: 18–13, 18,7 ± 0,2, 21,0 ± 0,1, каличе; 22,7 ± 0,3, каличе; 24,1 ± 0,4
3	4 андосо-ли, 0–25	38,2 ± 5,6, лувисоль	28,9 ± 1,8, лувисоль			26,2 ± 0,3, 31,3 ± 0,4, 34,4 ± 0,7, 36,8 ± 0,9, лувисоль

го пояса в интерстадиалы МИС 3, то две другие — глейсоли формировались уже в более прохладных и влажных условиях небольших потеплений в самый холодный период оледенения — МИС 2.2.

Полученные нами данные позволяют заключить, что в позднем плейстоцене и большей части голоцена в Тласкале преимущественно формировались лувисоли, надежно индицирующие древние лесные фитоценозы. При приближении к наиболее холодной финальной фазе плейстоцена палеопедологические показатели гумидности усиливаются. В Серой толще к свойствам, обусловленным лессиважем, добавляются признаки поверхностного оглеения. На-

конец, в почве, соответствующей максимуму оледенения (глейсоль TX 1a), процессы суспензионной миграции глины угасают, но не из-за недостатка влаги, напротив, ее избыток зафиксирован в обильных признаках оглеения. Мы полагаем, что причина, скорее, связана с возросшей холодностью палеоклимата: в зональных лесных экосистемах тенденция к затуханию лессиважа при усилении поверхностного оглеения проявляется в северной тайге.

В палеопочвенной серии Теотиуакана (разрезы Сан-Пабло, Серро-Гордо и др.) прослежена детальная запись ландшафтно-палеоклиматических событий позднего плейстоцена, сходная с записью в разрезе Мамут (Сычева и др., 2010; McClung de Tapia et al., 2005; Sedov et al., 2009b; Solleiro et al., 2011). Для каждого из интервалов: МИС 3 и МИС 2.2 — зафиксированы по две почвы. Палеопочвы SP 4, SP 3 сопоставимы с почвой TX 2 Тлалпана и Мамута. Генезис позднеплейстоценовых палеопочв разреза Сан-Пабло заметно отличен от генезиса аналогичных палеопочв разреза Тлалпан. Они имеют признаки гумидного почвообразования — иллювиирование глины и окислительно-восстановительные процессы, слабо выветрены, сформированные в умеренной лесной зоне (Sedov et al., 2009a; Solleiro et al., 2011). Однако, эти условия не были постоянными, так как встречаются также вертиковые признаки, карбонаты и ходы животных.

Почвы максимума оледенения SP 2.1 и SP 2.2 сильно оглеены и имеют близкий возраст (24 000–21 000 л. н.). Они коррелируют с палеопочвами TX 1 в Тласкале. В то же время они содержат новообразованные карбонаты (которые и были использованы для датирования). И в том, и в другом случае предполагается, что они сформировались в холодной и гумидной обстановке, однако они также имеют признаки гумидного и сухого климата. В Тепекспане, который находится к юго-западу от долины Теотиуакан, спорово-пыльцевой анализ показал, что климат был менее гумидным (Sedov et al., 2010).

Найденные нами отложения небольших водоемов (озерц) в верховьях барранок, содержащие карбонатные конкреции, и объясненный нами механизм появления временных водоемов на склонах позволяет понять этот феномен — одновременное существование и глеевых, и карбонатных признаков в профиле палеопочв максимума оледенения. Такой период (озерный) косвен-

но доказывает, что склоны вулканов Центральной Мексики в первой половине МИС 2 были относительно стабильны.

В конце позднего плейстоцена эта стабильность снижается, почвообразование подавляется рельефообразованием, на склонах закладываются новые овраги (палеоврезы). Эта фаза морфогенеза синхронна в Тласкале и Теотиуакане. В заключительную фазу последнего оледенения МИС 2.1 — позднеледниковые почвы, как правило, маломощны и представлены андосолями, так как в этот период отсутствуют продолжительные потепления.

Таким образом, в педостратиграфии второй половины позднего плейстоцена для нагорий и долин Центральной Мексики выделены не менее пяти разновозрастных палеопочв. В МИС 3 образовались две палеолювисоли: около 38 000—34 000 л. н. и около 26 000—24 000 л. н. (Sedov, et all, 2009b). В первую половину МИС 2.2 (LGM 24 000—18 000 л. н.) формируются глейсоль в Тлалпане и Мамуте, лювисоль в Серро-Гордо, петрокальциковая лювисоль в Пачуке, каличе в долине Теотиуакана (см. табл. 11). В позднеледниковые МИС 2.1 (LGT 18 000—10 000 л. н.) формируются андосоли (около 13 360 л. н.), лювисоль (около 12 400 л. н.) и другие почвы (12 000—10 000 л. н.).

7.2. Педостратиграфия голоцена (10000—0 лет назад)

История голоцена в наиболее детальном виде зафиксирована в строении террас барранок и рек, в заполнениях оврагов и палеоврезов, в меньшей мере склонов вулканов и в древних котловинах.

Голоценовая почвенно-тепетатная серия в разрезе 5/03 «Корабль» демонстрирует строение барраночной террасы в верховьях: четыре погребенные почвы (Pd 1—4), разделенные тепетате (TR 1—4) (рис. 47; рис. 48 вставка). Нижняя, недатированная, хорошо развитая лювисоль, вероятнее всего, формировалась в оптимум или всю первую половину голоцена.

В этом разрезе датированы тепетате, сложенные гумусированным материалом, и верхняя погребенная почва (см. табл. 3). Радиоуглеродный возраст нижней гумусированной тепетате — 4300 ± 70 л.н., верхней — 2340 ± 70 л. н. Это дает основание говорить, что вышележащая толща аллювио-коллювия относится к предклассическому периоду освоения территории (2500—100 лет до н.э.) и в значительной степени связана с антропогенной эрозией.

Таким образом, в верховьях барранок сохранились следы трех крупных этапов почвообразования в голоцене. Первый этап — лювисолеобразование, который характеризовался теплыми и влажными условиями в первую половину голоцена. Второй этап (4300–2300 л.н.) — динамичный, с более прохладными, периодически сменяемыми влажными и засушливыми условиями. Почвообразование трижды подавлялось эрозионно-аккумулятивными процессами и тепетатообразованием. Третий этап (моложе 2300 лет) — образование синседиментационных, слабо дифференцированных наносов.

В строении террас барранок в средней части продольного профиля и в заполнении палеоврезов, сложенном гумусированным аллювио-делювием, залегают две среднеголоценовые почвы (андосоли с признаками лювисолей), фактически ограничивающие оптимум голоцена (8100–6260 л. н., см. табл. 3). Почвы отражают приостановку осадконакопления в днищах эрозионных систем, разделяя этапы врезания барранок на позднеледниково-раннеголоценовый (М3) и среднеголоценовый (М 2) аллювио-коллювий. Наиболее глубокий и интенсивный врез — формирование ложа палеоформ — приходится на время заложения дневных барранок (конец плейстоцена — начало голоцена). Первоначальное заполнение их происходило ускоренными темпами. После некоторого замедления осадконакопления и формирования нижней почвы (8100 ± 110 л. н.) эрозионные процессы возобновились. Почва захоронена под тепетате, сложенной ее же сцементированным педоседиментом, имеющим сходный радиоуглеродный возраст (8220 ± 100 л. н.). Затем накапливался аллювио-коллювий М 2 до новой фазы стабилизации и почвообразования — вторая погребенная почва в заполнении палеоврезов имеет ¹⁴С-возраст 6260 ± 100 л. н.

Наиболее гумусированные почвы, слои коллювия и тепетате приурочены именно к средней части голоценовой толщи, относящейся к оптимуму голоцена (рис. 48–53, вставки). Ниже и выше по вертикальному профилю гумусовый материал в аллювио-коллювии «разбавляется» бурым суглинком за счет добавления материала Бурой толщи. Это объясняется как наиболее благоприятными климатическими условиями голоценового оптимума, так и наименьшими скоростями эрозионных процессов, в этот период склоны заросли лесом и эрозия снизилась, а в днищах барранок протекали более постоянные водотоки.

Во второй половине голоцена на склонах едва успевал накапливаться маломощный коллювий М1, местами с сохранившейся от денудации камбисолью. Во вновь образованных и заполненных оврагах его мощность сильно увеличивается.

История взаимосвязей рельефо- и почвообразования в голоцене *в долине Теотиуакан* не столь насыщена событиями, как в эрозионных ландшафтах Тласкала. Погребенная вертисоль, повсеместно развитая в долине (рис. 69, 70, вставка) из-за постоянных турбаций профиля, имеет радиоуглеродные датировки гумусового горизонта от 670 до 2140 л.н., но преобладают древнее 2000 лет, которые отражают характерное время почвообразования. Однако сама почва начала формироваться с начала голоцена (McClug de Taria et al., 2005; Solleiro-Rebolledo et al., 2015). 2000-летний период сельскохозяйственного воздействия на почвенный покров, включая ирригацию в долине, строительство террас на склонах, отразился не только в наложенных профилях, создавших полигенетичность палеопочвы, но и в строении перекрывающей толщи. В некоторых разрезах присутствует еще одна погребенная почва (400–600 л. н.), захороненная под молодым коллювием.

Но все же в раннем и среднем голоцене педогенезис заметно доминирует над процессами эрозии и седиментации. В Тепекспане это хорошо видно по гидроморфной палеопочве, развитие которой не прерывалось отложением новой серии осадков (Sedov et al., 2010). В позднем голоцене условия изменились, что выразилось в сильной эрозии по всей долине. Усиление эрозии также связывают с антропогенным влиянием (Rivera-Uria et al., 2007).

7.3. 2000-летняя ритмичность почво- и рельефообразования в голоцене.

Широкое исследование, сопровождаемое радиоуглеродным датированием почв и отложений в крупных флювиальных системах Тласкала и смежных территорий, проведенное А. Борейшей и К. Фредериком (Borejsza, Frederick, 2010), показало неоднократные изменения экологических условий в голоцене и позволило нам значительно уточнить и детализировать историю развития ландшафтов в голоцене.

В разрезе террасы ручья *эль Муэрто* в основании вскрывается толща с гидроморфными признаками. Ее ^{14}C -возраст — около

10 180 л. н. (в подошве) — около 9100 л. н. (в кровле). Выше залегают гумусированный аллювий с датой около 7810 л.н. В разрезе противоположного борта присутствуют две погребенные почвы с ^{14}C -датами 5680 и 3690 л. н. и две гумусированные гидроморфные толщи, в основании разреза с ^{14}C -датами около 10 600 л. н. (низ), 9250 л. н. (верх) и в верхней части: около 2780 л. н. (низ) и 1120 л. н. (верх).

В разрезе террасы барранки **Ксиломата** выделены гумусированный аллювий (около 5870 л.н.) и гидроморфная почвоподобная толща в основании террасы с ^{14}C -датой около 9960 л.н., не продактированная почва и культурный слой (КС) — около 1640 л.н. В верховьях барранки обнаружен овраг, заполненный слоистыми илами, разделенными слаборазвитой почвой, — около 1970 л. н. Близкий радиоуглеродный возраст имеют илы, залегающие в овраге ниже и выше почвы (около 2100, 1760, 2270 л.н.). Этот овраг, заложенный на склоне и быстро заполненный материалом смытых гумусовых горизонтов, — яркий пример ускоренной агрогенной эрозии.

В разрезе **Ла Ладера** развиты гидроморфная гумусированная толща (9670—9000 л.н.) в основании террасы, гумусированный аллювий (около 7424 л.н.) и две погребенные почвы с ^{14}C -датами: около 3139 и 1057 л.н.

В разрезе **Лома-ла-Сойотера** залегают также в основании террасы гидроморфные отложения с ^{14}C -датой в кровле 9300 л.н. и три погребенные почвы с ^{14}C -датами 5220, 3160 и 620 л.н.

Сводный разрез аллювиально-почвенного архива в **барранке Тенексак** включает три погребенные почвы: около 8260, 3101, 2006 л.н., а также гумусированный аллювий (около 8060 и 7680 л.н.).

Несмотря на неоднозначность трактовки датирования стадий устойчивого развития ландшафтов (погребенных почв) и стадий экстремального развития (разных фаций флювиальных наносов — аллювия и коллювия), связанную с пространственно-временным варьированием эрозии и аккумуляции мелкозема по продольному профилю барранок, четко выделяются морфолитогенные стадии врезания — седиментации и педогенные стадии относительной стабильности поверхности и развития почв.

Морфолитогенные стадии:

1) позднеледниковая: барранки унаследованы от более древних врезов (все заложены по позднеплейстоценовым врезам, кроме барранки Лома-ла-Койотера);

2) как правило, они имеют три террасы, свидетельствующие, что они трижды врезались в финальном плейстоцене — голоцене. Наиболее древняя терраса формируется по доголоценовому врезу, более глубокому, чем голоценовый. Менее древняя терраса заложена в начале голоцена, что определяется радиоуглеродным возрастом угля из основания заполняющей гидроморфной гумусированной толщи (врез произошел перед 10 600, 10 180 л.н. — на северо-западе Мексики или 9900 л.н. — в Тласкала);

3) повышенная седиментация в раннем голоцене, отразившаяся в накоплении гумусовых гидроморфных толщ, присутствует в основании древних террас всех барранок. Их ^{14}C -возраст в Тласкале: начало — около 9990 л. н., завершение — около 9000–8300 л. н.;

4) в оптимум голоцена (8000–5000 л. н.) в барранках Ла Ладера, Тенексак, эль Муэтро протекали постоянные водотоки, отложившие гумусированный аллювий;

5) ускоренная агрогенная эрозия (заполненный овраг в разрезе Ксиломата) — около 2000 л. н.

Радиоуглеродные даты погребенных разновозрастных почв фиксируют педогенные фазы устойчивого развития ландшафтов. В голоцене выделяются шесть таких фаз¹:

Почва S1 — 160 л. н.

Почва S2: 620, 1057, 1120, 2006, **2140** л. н.

Почва S3: 3101, 3139, 3160, **3160**, 3690 л. н.

Почва S4: 5220, 5250, 5680, **6260** л. н.

Почва S5: **8100**, 8260 л. н.

Почва-нанос S6: 1) 9990–8260 л. н.; 2) 9960–5870 л. н.; 3) 9670–9000 л. н.; 4) 9300 л. н. (верх).

Почва-нанос S7: 5) 10 180–9100 л. н. (верх), 6) 10 600–9250 л. н.

Две последние носят двоякий характер: и педогенный, и литогенный. Гумусово-аккумулятивные толщи с гидроморфными признаками могут рассматриваться как нанос с медленными скоростями осадконакопления и как синлитогенная гидроморфная почва.

Таким образом, на протяжении последних 10 600 лет выделяются семь стадий замедления эрозионных процессов и формирования почв в аккумулятивных условиях. Стадии повторялись с периодичностью в 1800–2100 лет и продолжались около 600–1100

¹ Жирным курсивом выделены даты почв, полученные нами.

лет (возможно, дольше). Такая прерывистость почвообразования в межледниковье (голоцене) связана с чутким откликом рельефообразующих процессов на изменения экологических условий на водосборах вследствие краткопериодных климатических ритмов (главным образом связанных с изменением количества и режима выпадения дождевых осадков).

Как установлено, одним из авторов этой работы в голоцене четко проявляется многовековая (1800–2000-летняя) ритмичность почвообразования и эрозионно-аккумулятивных процессов (Сычева, 1999). Эта закономерность была выявлена на основе анализа собственного исследовательского материала — изучения большого количества разрезов голоценовых отложений и почв в аккумулятивных ландшафтах — речных пойм, балок и склонов Восточно-Европейской равнины, сопровождаемого радиоуглеродным датированием, — и обобщения многочисленных литературных источников по интересующей проблеме по всему миру (Sycheva, 2006).

Каждый из ритмов включает стадию относительно устойчивого развития ландшафтов — педогенную и стадию кризисную или переломную — литогенную, когда изменения локальных ландшафтов и их компонентов, в том числе почв, были наибольшими и даже катастрофическими. За более чем 10 000-летнюю историю голоцена выделяется шесть всплесков ускоренной природной эрозии-седиментации и семь волн активного почвообразования. Стадии ускоренной эрозии и аккумуляции приходятся на интервалы: 450–950, 2300–2700, 4200–4700, 6300–6600, 7700–8100, 9500–10 200 л. н. Педогенные стадии — на интервалы: 450–150, 1050–2300, 2800–4200, 4700–6200, 6600–7700, 8300–9500, 10200–10400 л. н. Педогенные стадии продолжались около 1100–1400 лет, морфолитогенные стадии были в 3 раза короче — около 400–650 лет. 1800–2000-летний ритм отражает периодическую смену климатов умеренного пояса в голоцене: с потеплениями связано развитие почв, с похолоданиями — пород. Педогенные стадии характеризуются климатическими фазами с теплыми сухими, теплыми и влажными и отчасти холодными сухими условиями, когда формируются почвы в подчиненных ландшафтах. Литогенные стадии совпадают с холодными влажными фазами многовекового ритма (накапливаются разные фации поверхностных отложений), частично с теплыми влажными, когда откладывается аллювий, и активизируются

оползневые, карстовые, просадочные процессы, и холодными сухими фазами, когда аккумулируются эоловые отложения. Причины ритма связаны с периодическими процессами космической и общепланетарной природы, в частности, с 1850-летним ритмом увлаженности А.В. Шнитникова (1973) и близким к нему 2000-летним циклом солнечной активности.

Сопоставление радиоуглеродных датировок почв, изученных А. Борейшей и К. Фредериком (Borejsza, Frederick, 2010) и нами, показало их совпадение с педогенными стадиями практически по всем ритмам (табл. 12). Это подтверждает проявление 2000-летней ритмичности почвообразования-осадконакопления в истории развития эрозионных систем (барранок) и ландшафтов Центральной Мексики в целом (в тропическом поясе).

Таблица 12. Сопоставление ^{14}C -дат погребенных голоценовых почв Центральной Мексики с педогенными стадиями 2000-летних ритмов почвообразования

Table 12. Comparison of ^{14}C -dates of buried Holocene soils of Central Mexico with pedogenic stages of the 2000-year-old rhythms of soil formation

Период голоцена	Восточная Европа (Сычева, 1999)		Сопоставление	Центральная Мексика (Borejsza, Frederick, 2010 и наши данные) (выделены жирным курсивом)		
	Почва	Интервал, л. н.		Почва, кол-во дат	Интервал, л. н.	Генезис почвы
SA4	Pd 1	150–450	В Мексике шире	S 1 2 даты	190–620	Камбисоль
SA2	Pd 2	1050–2300	Совпадает	S 2 5 дат	620, 1057, 1120, 2006, 2140	Андосоль
SB3	Pd 3	2800–4200	Совпадает	S 3 5 дат	3101, 3139, 3160, 3160 , 3690	Андосоль с признаками лювисоли
AT3	Pd 4	4700–6200	Совпадает	S 4 4 даты	5220, 5250, 5680, 6260	Лювисоль
AT1	Pd 5	6600–7800	Не совпадает	S 5 2 даты	8060, 8260	Андосоль
PВ	Pd 6	8300–9500,	Совпадает	S 6 8 дат	8260–9990	Гидроморфная
ВО	Pd 7	10200–10400	Совпадает	S 7 2 даты	9100–10 600	То же

Наряду с выявленной многовековой ритмичностью в голоцене, можно выделить четыре крупных этапа, различных по сочетанию почво- и рельефообразования.

Первый этап синлитогенного гидроморфного почвообразования 10 000–8200 л. н. (S6). Ранний голоцен: пребореальный и бореальный периоды — влажный и в целом неустойчивый климат. Велико влияние рельефообразующих процессов — идет заполнение врезов и создание новой поверхности выравнивания. В барранках формируется мощная синлитогенная почвенно-гидроморфная толща (10 600–9000 л.н.) (почвы S 7 и S 6).

Второй этап устойчивого почвообразования (оптимум голоцена — атлантический период: 8000–5000 л. н.) (почвы S 5 и S 4). Поверхность относительно стабильна. На склонах и межбарраночных водоразделах формируются высокогумусные почвы, в верховьях барранок в условиях дополнительного увлажнения развиваются лювисоли. Некоторые барранки превращаются в реки с постоянным водотоком. В днищах барранок эпизодически продолжает накапливаться аллювио-коллювий. Климатические условия наиболее теплые и влажные.

Третий этап (5000–2300 л. н. — суббореальный период) — более динамичный, с неустойчивым климатом (почва S 3). Почвообразование периодически сменяется эрозионно-аккумулятивными процессами и тепетатообразованием (проявление более краткого, чем 2000-летний, ритма, возможно, 1000-летнего). Преобладают менее теплые и более сухие условия, а по карбонатным конкрециям фиксируется эпизод сильной аридизации климата около 4200 л. н. Возможно, эпизоды сильных засух возникли неоднократно.

Четвертый этап (несколько моложе 2300 л. н. — до современности — субатлантический период) — образование синседиментационных гумусированных недифференцированных наносов, со слаборазвитыми почвами (S 2 и S 1). Климат в позднем голоцене снова становится гумидным, однако не настолько гумидным, как в начале голоцена, и менее сезонным. Характерна ускоренная эрозия (массовое заложение новых оврагов, образование бедлендов) и повышенное осадконакопление в днищах барранок вследствие сильного антропогенного воздействия.

7.4. Корреляции с данными по другим территориям

Что же оказывает большее влияние на развитие ландшафтов Центральной Мексики: глобальные климатические изменения или извержения местных крупных вулканов? Ответ на этот вопрос можно найти, сравнивая полученные результаты по Центральной Мексике с аналогичными данными по равнинным территориям, где влияние вулканов и горных оледенений исключено, а похолодания и потепления разного ранга связаны с общепланетарными изменениями климата. Одной из такой территорий является хорошо изученная палеогеографически Восточно-Европейская равнина.

Похолодания (включая ледниковые стадии) и потепления (интерстадиалы) северо-запада Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене (Арсланов, 1987) и в голоцене (Хотинский, 1977) отражают влияние последнего глобального валдайского оледенения (синонима висконсинского) и вполне коррелируют с оледенениями крупных вершин Мексики (см. табл. 1, 13, 14).

Оледенение на Малинче 36 000–32 000 л. н. совпадает с леянциемским (михалиновским) похолоданием, оледенение около 14 500 л. н. на Истаксиуатле — с вепсовской стадией (15 000–137 00 л. н.), а оледенение около 12 000 л. н. на Малинче — со среднем дриасом (12 000–11 800 л. н.). Наибольшим ледниковым подвижкам на Малинче, Невадо-де-Толука около 10 000–8000 л. н. соответствуют похолодания в конце пребореального периода, в середине бореального периода и на границе бореального и атлантического периодов (Хотинский, 1977). Оледенение на Сьерра-Невада, Малинче около 2000–3000 л. н. находит аналогии в похолодании, зафиксированном на границе суббореального и субатлантического периодов, имевшим глобальный характер (Шнитников, 1973; Хотинский, 1977), а последнее оледенение на Сьерра-Неваде, Невадо-де-Толука случились одновременно с Малым ледниковым периодом (LIA).

Сопоставим важнейшие палеогеографические события позднеледниковья и голоцена вулканических районов, озерных бассейнов, с одной стороны, и долины Теотиуакана и блока Тласкала, с другой — с почвенно-седиментационными архивами перигляциальной и внеледниковой области Восточно-Европейской равнины (см. табл. 13, 14).

Таблица 13. Корреляция стратиграфических схем позднего плейстоцена ледниковых и лёссовых районов Восточно-Европейской равнины ВЕР и сопоставление с потеплениями и оледенениями Центральной Мексики (возраст, тыс. л. н.).

Table 13. Correlation of stratigraphic schemes of the late Pleistocene glacial and loess regions of the East European plain and comparison with the warming and glaciations of Central Mexico (age, ka BP)

Эвено	Горизонт	Оледенения, межледниковья, стадии (или похолодания), интерстадиалы (для ледниковых районов) ВЕР		Палеопочвы Мексика	Горизонты лёссов, ископаемых почв (ИП) и криогенных горизонтов (КГ) во внеледниковой области ВЕР	МИС	
		по Арсланову, 1987			по Сычевой, 2012		
		Голоцен	10,3–0	6 голоценовых почв (стадий)	6–7 голоценовых почв (стадий)	1	
Верхний плейстоцен	Осташковский	Поздний палдай	Поздний дриас	11,0–10,3		Лёсс	2.1
			Аллеред	11,8–11,0	Есть почва	11,1	
			Средний дриас	12,0–11,8			
			Беллинг	12,4–12,0	12,2; 12,4	12,2	
			Нижний дриас	13,0–12,4		5–6 инициальных почв	
			Раунисский межстадиал	13,7–13,0	13,3; 13,4		
			Вепсовская стадия	15,0–13,7			
			Потепление	16,5–15,0			
			Бологовская стадия	25,0–16,5	TX 1a 22–19; TX 1b 24,7	Лёсс, Владимирский КГ	2.2
	Ленинградский	Средний палдай	Брянский интерстадиал	32,0–25,0	TX 1 26,0	Брянская почва 26,0–33,1	3
Леясциемское похолодание			36,0–32,0		Лёсс		
Межстадиал. Гражданский проспект			42,5–36,0 ka	TX 2 38,0	Гидроузельская почва, 40,2–36,0		
Шапкинское похолодание			45,0–42,5		Тускарский лёсс, КГ 50 ± 3 OSL		
Красногорский межстадиал			58,0–45,0	TX 3 46,0	Александровская почва, 49,6 ± 0,7		

Таблица 14. Корреляция событий и процессов: ледниковых и озерных архивов с палеопочвенными и флювиальными архивами блока Тласкала и долины Теотиуакана (жирным курсивом выделены даты почв, л. н.)
 Table 14. Correlation of events and processes: glacial and lacustrine archives of paleosol and fluvial archives of Tlaxcala Block and the valley of Teotihuacan (bold italics the dates of soils, yr BP)

Возраст, ¹⁴ C-даты	Процесс, событие	Климат		Огложения, почвы	Возраст, ¹⁴ C-даты, лет, BP, дата почв курсивом	Климат
		По вулканам	По озерам			
XIX в., XVII–XVIII вв. (LIA)	Оледенение	Холодно, влажно	Холоднее, влажнее	Коллювий		SA 3, холодно
Малый климатический оптимум	Почвообразование, андосоль	Тепло, влажно	950–1100. Pinus, тепло и влажно	Почва Ah	1057, 1120, 2006, 2140	SA 2, тепло, влажно
2000–3500	Оледенение	Холодно, влажно	1100–4500, холоднее на 2,6–3,3° К, сухо	Тепелатге (Ah)	2340	SA 1, холоднее
3300	Извержение			Почва АВ	3101, 3139, 3160, 3160, 3690	SB 3, тепло, влажно
	Почвообразование	Тепло, влажно	Около 4200. Сухо, степь	Карбонат. Тепелатге	4190 4300	SB 1–2, сухо
			4500–8500. Pinus, тепло, влажно	Почва Ah. Лювисоль. Аллювио-коллювий. Тепелатге	5220, 5250, 5680, 6260, 5580, 5873, 6830	AT 2–3, тепло, умеренно влажно

По данным (Caballero et al., 2010; Heine, 1973, 1984, 1988; Heine, Heide-Weise, 1973; Metcalfe, 1997; Vázquez-Solem, Heine, 2004; Watts and Bradbury, 1982; White, 1962, 1986 и др.)		По данным (Сычева и др., 2013; Borejsza, Frederick, 2010; McClug de Tapia et al., 2005; Poetsch, 2004; Rivera-Uria et al., 2007; Sedov et al., 2001, 2009b; Solís-Castillo et al., 2012; Solleiro-Rebolledo et al., 2003, 2006, 2011, 2015 и др.)	
Извержение		Аллювий. М 2	7424, 7685, 7800
Оледенение	Холодно, влажно	Почва Ah. Тепетате	8100, 8260 8190 ± 100
— " —	— " —	Аллювио-кол- лувий. М 1	8260—9990
— " —	— " —	Аллювио-кол- лувий. Почва. Тепетате	9100—10 600
10 000—12 000	Тепло, влаж- но	Лювисоль	12 000
12000	Холодно, влажно	Тепетате. Аллювио-кол- лувий	
PWA 13 000— 15 000	Сильное извержение	Андосоль Ah	13 350 13 600
14 500	Оледенение	Коллювий	

Почвы, относящиеся к МИС 3, сопоставляются с гидроузельской (интерстадиал хенгело, гражданский проспект) и брянской (интерстадиал денекамп, дунаево, брянск) палеопочвами Восточно-Европейской равнины (Сычева, 2012). Андосоль с датой около 13 350 л. н. соответствует потеплению, широко выделяемому в других районах (для Северо-Запада Европы — это раунисский межстадиал), а лувисоль около 12 400 л. н. — потеплению беллинг (Арсланов, 1987; Сычева, 2012). Не продатированная почва, залегающая в палеоврезе Молодой барранки ниже почвы с возрастом около 8200 л. н., возможно, соответствует аллереду (11 500–10 500 л. н.) или потеплению начала голоцена.

В позднеледниковье были сильнейшие и длительные извержения вулканов. В этом интервале и несколько ранее происходит врезание оврагов (18 000–14 500 л. н.). Следующий этап врезания и заполнения с большими скоростями пришелся на период 12 500–10 000 л. н. (средний дриас, поздний дриас, пребореальное похолодание). Подобные этапы врезания речных и овражно-балочной систем и создание новой геоморфологической основы голоценовых ландшафтов отмечены нами и другими исследователями на Восточно-Европейской равнине (Сычева, 1996, 2003, 2006; Еременко, Панин, 2011).

Позднеледниковье характеризовалось экстремальной динамичностью природных процессов. В разных районах Восточно-Европейской равнины в этот период происходил ряд седиментационно-палеозоологических катастроф, с которыми связаны образования крупных костищ (Лаврушин и др., 2015). Как считают Ю. А. Лаврушин и соавт., катастрофы, приведшие к массовой гибели крупных стадных животных (мамонтов в Костенках и Юдинове, лошадей в Дивногорье), были вызваны интенсивными рельефообразующими процессами — селевыми потоками, происходившими неоднократно: в Костенках — 22 700–14 500 л. н.; в Юдинове — 14 600–14 300 л. н. и 14 000–13 500 л. н.; в Дивногорье практически в те же интервалы, что и в Юдинове: 14 500–14 300 л. н. и 14 000–13 500 л. н.

В начале голоцена (между 10 000 и 8000 л. н.) после сильнейших извержений вулканов фиксируется значительное оледенение (три морены на Малинче и других вулканах). В интервале 12 400–8 000 л. н. фиксируется активное осадконакопление, тормозившее

почвообразование. В этом свете находит объяснение смещение плейстоцен-голоценовой границы на более поздние сроки: на 8500–9000 л. н., а не 10 300 л. н., как это было в Северном полушарии. Вероятно, сильнейшие извержения Попокатепетля и других вулканов в позднеледниковье и в начале голоцена спровоцировали в округе значительные и продолжительные горные оледенения, зафиксированные на Малинче и вершинах других вулканов в интервале 10 000–8000 л. н. (Heine, 1988, 1994; Vázquez-Selem, Heine, 2004). Это, в свою очередь, продлило влияние ледникового режима на ранний голоцен и способствовало созданию и длительному сохранению более холодных и влажных условий в Тласкале и прилегающих территориях. В результате в основании голоценовых террас, изученных барранок накопились мощные синлитогенные почвоподобные толщи с гидроморфными признаками.

Наши данные показали хорошую корреляцию с спорово-пыльцевыми данными (Caballero et al., 2010) (табл. 7.4). Так, в оптимум голоцена преобладают условия благоприятные (теплые и умеренно влажные) для развития почв — лювисолей в днищах верховий барранок (разрез 5/03 «Корабль»). Но и в это же время периодически идет эрозия, накапливается аллювио-коллювий и образуются тепетате в низовьях барранок (разрез 31/07).

Подтверждается динамичный период 4300–2300 л. н. В это время формируются почвы саванн на склонах малых вулканов в Мексиканском нагорье. Для 4200 л. н. (^{14}C -дата по карбонатным конкрециям) фиксируется аридизация климата. Этот период совпадает по времени с предклассическим этапом. Возможно, переход к оседлости и сельскому хозяйству на исследуемой территории начался в этот период. Что было причиной длительных засух: изменение климата или негативное влияние человека (сведение лесов, чрезмерный разбор воды из озерца) — выяснить проблематично. С одной стороны, феномен глобальной аридизации около 4200 л. н., оказавший большое влияние на древнейшие цивилизации Египта и Двуречья, надежно зафиксирован в различных геологических летописях, в том числе и на Американском континенте (https://en.wikipedia.org/wiki/4.2_kiloyear_event). Но мы склонны предполагать, что наложение этих двух факторов значительно усилило эффект засушливости. Озерца, вокруг которых размещались поселения, мелели и пересыхали, и люди были вынуждены

искать более благоприятные местообитания. На месте озер остались оглененные слоистые суглинки с карбонатными конкрециями, впоследствии эти

Несмотря на то, что поздний голоцен отличался общим увлажнением и некоторым похолоданием климата, Малый климатический оптимум (средневековое потепление) четко проявился в гумусированном оглеенном аллювио-коллювии барраночных террас и днищ в формировании слабо выраженных почв.

Сопоставление полученных нами данных на основании анализа палеопочвенно-седиментационных архивов с детальными ледовыми летописями показывает хорошую сходимость стадий устойчивого почвообразования с потеплениями, а экстремально — с похолоданиями для второй половины позднего плейстоцена (рис. 79, вкладка).

Обобщая записи основных групп природных процессов: почвообразующих, отвечающих за эпохи устойчивого развития ландшафтов и рельефообразующих, фиксирующих условия экологических перестроек, — понимаешь, насколько сложной, насыщенной событиями была история развития ландшафтов Трансмексиканского вулканического пояса. Велико влияние местных локальных и региональных факторов: саморазвитие речных долин и барранок, катастрофические склонные процессы, периодичность и сила извержений вулканов, неотектонических подвижек и т.д. Однако ведущая роль в эволюции ландшафтов Центральной Мексики принадлежит климатическим изменениям в плейстоцене и голоцене — общим трендам и ритмам разной иерархии.

ВЫВОДЫ

1.1. Методические

1. Стратиграфические построения таких сложных объектов, как блок Тласкала и долина Теотиуакана, где всегда были интенсивны и разнообразны во времени и пространстве эрозионно-аккумулятивные процессы, необходимо проводить на основании изучения не одного, даже максимально сложного разреза, а серии разрезов, образующих несколько трансект или катен, включающих элювиальные, транзитные и аккумулятивные ландшафты, т.е. характеризующих весь водосборный бассейн барранки, реки, озера.

2. Для отложений среднего и большей части позднего плейстоцена характерна нарастающая стратификация горизонтов (плакорный тип), когда молодые слои залегают гипсометрически выше более древних. Для конца последнего оледенения, его позднеледниковья и голоцена характерна нисходящая стратификация (террасовый тип) — более молодые слои залегают ниже древних или прислонены к ним.

3. В депрессиях часто появляются дополнительные (локальные) стратиграфические горизонты.

4. Голоценовые разрезы имеют наиболее полное строение в средней и нижней частях продольных профилей барранок (в пределах развития барраночных террас).

5. Погребенные голоценовые почвы наилучшим образом сохраняются в палеоврезах (ранний-средний голоцен) или в отложениях барраночных террас.

1.2. Методологические

1. Природный процесс в Мексиканском нагорье в четвертичном периоде развивался направленно и ритмично.

2. Направленность проявляется по изменению генезиса палеопочв и в меньшей степени пород (тепетате).

3. Ритмичность обнаруживается в формировании разных по иерархии циклитов, отражающих смены палеоэкологических ус-

ловий. Стратиграфические циклиты и их горизонты отражают разные фазы крупных климатических ритмов, локальные циклиты и горизонты — фазы более мелких ландшафтных ритмов.

1.3. Стратиграфические

Во второй половине плейстоцена выделены:

1. В МИС 3 — две, возможно, три палеопочвы: около 46 000, 38 000 и 26 000 л. н. (Sedov, et al., 2009a, b; Solis-Castilio et al., 2012).

2. В МИС 2.2 (LGM) — две палеопочвы около 24 000, 22 000—19 000 л. н.

3. В МИС 2.1 (LGT) — в позднеледниковье, формировались 2 почвы около 13 360, 12 400 л. н. Их, возможно, было больше.

4. В МИС 1 (голоцен) в аккумулятивных ландшафтах формировались шесть разновозрастных почв (педогенные стадии).

1.4. Палеоэкологические

1. Почвы, тепетате, коллювий отражают разные палеоэкологические условия. Почвы отражают фазы устойчивого развития ландшафтов и формируются в оптимальные стадии ритмов с наиболее благоприятными климатическими теплыми и влажными условиями. Аллювий накапливается в руслах (днищах) рек, ручьев, барранок во влажные холодные и теплые фазы ритма. Тепетате образуются в экстремальные холодные влажные, коллювий — экстремальные сухие (холодные или теплые) фазы ритмов — периоды ландшафтных перестроек.

2. Формирование округлых карбонатных конкреций, приуроченных к глеевому горизонту погребенных почв, вероятно, происходило в условиях мелких пересыхающих замкнутых водоемов — озерца. Озерца играли большую роль в динамике ландшафтов и древнем природопользовании.

3. Природный механизм ландшафтных перестроек связан с извержениями вулканов, естественными пожарами, катастрофическими ливнями.

4. Позднеплейстоценовые почвы формировались под лесами умеренного пояса (влажные, относительно теплые, более прохладные условия, чем современные). В МИС 3 преимущественно развивались лювисоли, в МИС 2.2 — глейсоли, в МИС 2.1 — андосоли.

5. В раннем голоцене условия были относительно более влаж-

ные и прохладные — в барранках накапливались толщи наносов с гидроморфными признаками (оглеенные и гумусированные). В оптимум голоцена (8000—4500 л. н.) формировались наиболее гумусированные почвы и отложения. Они отражают наиболее благоприятные условия для развития ландшафтов с высокой продуктивностью биомассы. В верховьях барранок в это время формируются лювисоли.

6. Интервал 4300—2300 л. н. — наиболее динамичный период для развития ландшафтов и их компонентов. Условия менее стабильные, климат более прохладный, чем в оптимум, и периодически засушливый. Для 4200 л. н. фиксируется эпизод сильной засухи. Он совпадает с временем перехода к оседлому образу жизни и развитием земледелия на территории в предклассический этап. Его нестабильность, возможно, усилена антропогенным эффектом.

7. С субатлантического периода голоцена (с 2300 л. н.) вновь фиксируется некоторое увеличение увлажненности. Преобладает антропогенный прессинг на ландшафты, почвы, рельеф, растительности, значительно возрастает эрозия. Закладываются новые овраги. Массово возникают бедленды.

8. Этапы наиболее экстремальных условий для почвообразования, характеризующихся высокими скоростями рельефообразования (накопление аллювио-коллювия в днищах форм), приходятся на конец оледенения — границу позднеледниковья и голоцена, в меньшей степени — на ранний голоцен, а также границу атлантического и суббореального периодов, конец среднего голоцена, поздний голоцен, включая настоящее время (массовое формирование барранок и бедлендов). Последние три этапа эрозии связаны большей частью с деятельностью человека.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Природный процесс в четвертичном периоде имеет глобальный характер и отличается направленными изменениями тепло- и влагообеспеченности, которые четко реконструируются в Центральной Мексике по изменению генезиса палеопочв. Второй важной чертой природного процесса в четвертичном периоде является ритмичная смена устойчивых периодов, когда преимущественно формировались почвы, и переходных периодов — эпохами неустойчивости, когда происходил сбой прежних ландшафтоформирующих режимов, перестройка на другие ритмы и режимы функционирования. Скорости морфолитогенных процессов в такие эпохи были высоки, и почвы не успевали формироваться. В одних условиях накапливались породы, в других происходило их уничтожение.

Устойчивые, более длительные периоды развития ландшафтов (фазы динамического равновесия) совпадают с межледниковыми, интерстадиальными эпохами, межфазиальными потеплениями. В устойчивые периоды развития ландшафтов с теплыми влажными, умеренно сухими условиями (фазы динамического равновесия) формировались почвы от андосолей до зональных почв. Нестабильные периоды (короткие) связаны с перестройками ландшафтно-климатических обстановок при переходе от холодных (ледниковых или стадиальных) эпох к теплым, и наоборот — при переходе от теплых эпох к холодным, от сухих к чрезмерно влажным и от влажных к сухим. В нестабильные холодные периоды в Мексике, связанные с перестройками ландшафтно-климатических обстановок и катастрофами, такими, как извержения вулканов, накапливались вулканические и склоновые отложения, формировались тепетате. В голоцене проявился 2000-летний, в отдельные периоды и более короткий, 1000-летний, ритм почвообразования и осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987. 298 с.

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 143 с.

Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М: Наука, 1980. 172 с.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Сычева С.А., Тимирева С.Н., Ударцев В.П., Халчева Т.А., Цацкин А.И., Чиколини Н.И. Основные черты строения лёссово-почвенной формации // Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М.: ИГ РАН, 1997. С. 5–24.

Горячкин С.В. Почвоведение и география почв экстремальных условий — проблемы и перспективы развития // Комплексные научные исследования и сотрудничество в Арктике: взаимодействие вузов с академическими и отраслевыми научными организациями: Матер. Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск: Изд-во Сев. (Арктического) фед. ун-та им. М.В. Ломоносова, 2015. С. 79–82.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене М: Наука, 1989. 183 с.

Дедков А.П., Мозжерин В.Н., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Каз. ГУ, 1977. 224 с.

Еременко Е.А., Панин А.В. Происхождение ложбинной сети в центральных и южных районах Восточно-Европейской равнины // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2011. № 3. С. 59–66.

Косов Б.Ф. Заметки об овражной эрозии в тундре, лесной зоне, лесостепи и в пустыне // Вопросы эрозии и стока. М.: Изд-во МГУ, 1962. С. 191–208.

Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Недумов Р.И., Холмовой Г.В. Палеозоологические катастрофы в позднем палеолите центра Восточной Европы (основы седиментолого-палеозоологической концепции возникновения кладбищ мамонтов). М.: ГЕОС, 2015. 88 с.

Седов С.Н., Матюхин Д.Л. Палеопочвенные записи истории ландшафтов Мексики: к анализу причины видового разнообразия лесов Северной Америки // Роль почв в биосфере: Труды Ин-та почвоведения МГУ им.

М. В. Ломоносова и РАН. Вып.4. Почвы и биоразнообразие / Под ред. Г.В. Добровольского, С. Я. Трофимова. М.: Изд. ин-та почвоведения МГУ РАН; Тула: Гриф и К, 2004. С. 47–83.

Соллейро-Реболledo Э., Гама-Кастро Х.Э., Паласиос-Майорга С., Седов С.Н., Шоба С.А. Позднеплейстоценовые палеопочвы Центральной Мексики: генезис и палеогеографическая интерпретация // Почвоведение. 1999. № 10. С. 1205–1212.

Сычева С.А. Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозионных форм // Геоморфология. 1996. № 3. С. 27–38.

Сычева С.А. Ритмы почвообразования и осадконакопления в голоцене (сводка ¹⁴C-данных) // Почвоведение. 1999. № 6. С. 1–11.

Сычева С.А. Эволюция московско-валдайских палеоврезов междуречий Среднерусской возвышенности // Геоморфология. 2003. № 3. С. 72–91.

Сычева С.А. Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. Гл. 5. М.: ЛКИ, 2008. С. 128–161.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 45–56.

Сычева С.А., Седов С.Н., Соллейро-Реболledo Э. Изменения ландшафтов долины р. Сан Пабло в конце позднего плейстоцена (Теотиуакан, Мексика) // Геоморфология. 2010. № 3. С. 90–100.

Сычева С.А., Седов С.Н., Соллейро-Реболledo Э. Эволюция ландшафтов и рельефа Центрального Мексиканского нагорья в позднеледниковье и голоцене // Геоморфология. 2013. № 2. С. 97–112.

Сычева С.А., Дайнеко Е.К., Сулержицкий Л.Д., Узанов А.А., Чичагова О.А. Этапы эрозии на Среднерусской возвышенности в голоцене // Геоморфология. 1998. № 3. С. 12–20.

Сычева С.А., Дайнеко Е.К., Чичагова О.А. Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 34–40.

Тимофеев Д.А. Геоморфологические и палеогеографические аспекты проблемы эрозии почв // Геоморфология. 1988. № 2. С. 14–28.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

Шнитников А.В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: ГО СССР, 1973. С. 7–38.

Aerpli H. Barroböden und Tepetate. Untersuchungen zur Bodenbildung in vulkanischen Aschen unter wechselfeuchtem gemässigtem Klima im zentralen Hochland von México: Diss. Beim Fachbereich Umweltsicherung, Justus-Liebig-Universität, 1973. Giessen. 172 p.

Antoine P., Rousseau D.-D., Lantieri J.P., Hatté C. Last Interglacial-glacial climatic cycle in loess-palaeosol successions of northwestern France // *Boreas*. 1999. № 28. P. 551–563.

Antoine P., Rousseau D.-D., Zöller L., Lang A., Munaut A.-V., Hatté Ch., Fontugne M. High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany // *Quaternary International*. 2001. № 76/77. P. 211–229.

Bibus E. Loess-Palaeosol-Sequences South Germany — Stratigraphy, Paleoclimate and Connections with River Terraces // *Chinese Science Bulletin*. 1999. № 44. P. 133–138.

Borejsza A., Frederick C.D. Fluvial response to Holocene climate change in low-order streams of central Mexico // *Journal of Quaternary Science*. 2010. № 25(5). P. 762–781.

Boyd Matthe W. Identification of Anthropogenic Burning in the Paleocological Record of the Northern Prairies: A New Approach // *Annals of the Association of American Geographers*. 2002. № 92/3. P. 471–487.

Bradbury J.P. A diatom record of climate and hydrology for the past 200 KA from Owens Lake, California with comparison to other Great Basin lakes // *Quaternary Science Reviews*. 1997a. № 16. P. 203–291.

Bradbury J.P. Sources of glacial moisture in Mesoamerica // *Quaternary International*. 1997b. № 43–44. P. 97–110.

Bradbury J.P. Limnologic history of Lago de Pátzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48 000 years: impacts of climate and man // *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2000. № 163. P. 69–95.

Bradbury J.P., Grosjean M., Sylvestre F. Full and Glacial records along the PEP1 transect: their role in developing interhemispheric paleoclimate // *Interhemispheric Climate Linkages*, Margraf V. (eds.). San Diego, CA: Academic Press, 2001. P. 265–291.

Bryan R.B. Physical processes of fragipan formation // *Smeets N.R., Ciolkosz E.J.* (eds.) *Fragipans: their occurrence, classification and genesis* // *Soil Science Society of America Special Publication*. Wisconsin, USA, 1989. № 24. P. 141–150.

Bryan K. Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 1948. № 13. P. 1–20.

Bronger A. Correlation of loess-palaeosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history // *Quaternary International*. 2003. № 106–107. P. 11–31.

Butzer K.W., Abbott J.T., Frederick C.D., Lehman P.H., Cordova C.E., Oswald J.F. Soil — geomorphology and «wet» cycles in Holocene record of North-Central Mexico // *Geomorphology*. 2008. № 101. P. 237–277.

Butzer K.W., Butzer E.K. The «natural» vegetation of the Mexican Bajío: archival documentation of a 16th-century savanna environment // *Quaternary International*. 1997. № 43. P. 161–172.

Caballero-Miranda M. The Last Glacial Maximum in the Basin of Mexico: The Diatom Record between 34,000 and 15,000 Years bp from Lake Chalco // Quaternary International. 1997. № 43–44. P. 125–136.

Caballero M., Lozano-García S., Ortega-Guerrero B., Urrutia J., Macías J.L. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50 000 years // Journal of Paleolimnology. 1999. № 22. P. 399–411.

Caballero M., Ortega-Guerrero B., Valadez F., Metcalfe S., Macías J.L., Sugiera Y., Sta. Cruz. Atizapan: a 22-ka lake level record and climatic implications in the Upper Lerma Basin, Central Mexico // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2002. № 186. P. 217–235.

Caballero M., Lozano-García S., Vazquez-Selem I., Ortega B. Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial // Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 2010. № 62. P. 359–377.

Campos A., Dubroeuq D. Formación de tepetates en suelos provenientes de las alteraciones de materiales volcánicos // Terra. 1990. № 8 (2). P. 137–147.

Dubroeuq D. Los tepetates de la región de Xalapa, Veracruz (México): Un endurecimiento de origen pedológico // Suelos Volcánicos Endurecidos. Terra. 1992. № 10. P. 233–240.

Dubroeuq D., Geissert D., Quantin P. Weathering and soil forming processes under semi-arid condition in two Mexican volcanic ash soils // Geoderma. 1998. № 86. P. 99–122.

Erfa A. von, Hilger, W., Knoblich K., Weyl R. Geologie von Puebla-Tlaxcala und seiner Umgebung (Erläuterung zu einer geologischen Karte). Wiesbaden, Germany, 1997. 137 p.

Ferrusquía Villafranca I. Geology of Mexico: a synopsis. In: Ramamoorthy TP, Bye R, Lot A, editors. Biological diversity of Mexico: origins and distribution. New York: Oxford University Press, 1993. P. 3–107.

Flach K.W., Nettleton W.D., Chadwick O.A. The criteria of duripans in the U.S. soil taxonomy and the contribution of micromorphology to characterize silica indurated soils // Terra. 1992. № 10. P. 178–182.

Flores-Román D., González-Velázquez A., Alcalá-Martínez J.R., Gama-Castro J.E. Suelos con fragipán de origen volcánico en clima semicálido y subhúmedo: El caso del nore-este del Estado de Morelos, México // Revista Instituto de Geología. 1992. № 10. P. 151–163.

Flores-Román D., González-Velázquez A., Alcalá-Martínez J.R., Gama-Castro J.E. Duripans in the subtropical and temperate subhumid climate of the Trans-Mexico volcanic belt // Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 1996. № 13. P. 228–239.

Frechen M., Zander A., Cilek W., Lozek V. Loess chronology of the Last interglacial-glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic // Quaternary Science Reviews. 1999a. № 18/13. P. 1467–1493.

Gama-Castro J., Solleiro-Rebolledo E., Flores-Román D., Sedov S., Cabadas-Báez H., Díaz-Ortega J. Los tepetates y su dinámica sobre la degradación y el riesgo ambiental: el caso del Glacis de Buenavista, Morelos // Boletín de la sociedad Geológica Mexicana. 2007. № LIX (1). P. 133–145.

García E. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köpen. México: Instituto de Geografía UNAM, 5th ed., 2004. 90 p.

Haesaerts, P., Mestdagh H. Pedosedimentary evolution of last interglacial and early glacial sequence in the European loess belt from Belgium to central Russia // Netherlands Journal of Geosciences. 2000. № 79 (2/3). P. 313–324.

Heine K. Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstoße am Malinche-Vulkan, Mexiko // Eiszeitalter und Gegenwart. 1973. № 23/24. P. 46–62.

Heine K. The classical late Weichselian climatic fluctuations in Mexico // *Mörner N.A., Karcén W.D.* (eds.). Climatic changes on a yearly to millennial basis. Geological, historical and instrumental records: Riedel Publishing Company. Dordrecht; Boston; Lancaster, 1984. P. 5–115.

Heine K. Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes // Die Geowissenschaften. 1988. № 6/7. P. 197–205.

Heine K. The late-glacial moraine sequences in Mexico; is there evidence for the Younger Dryas event? // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 1994. № 112. P. 113–123.

Heine K. Paleopedological evidence of human-induced environmental change in the Puebla-Tlaxcala area (Mexico) during the last 3500 years // Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 2003. № 20. P. 235–244.

Heine K., Heide-Weise H. Jungquartäre Färderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie // Münster. Forsch. Geol. Paläont. 1973. № 31/32. P. 303–322.

IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources 2006. FAO. A Framework for International Classification, Correlation and Communication. International Union of Soil Science. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, Italy, 2006. 104 p.

Klink H.J., Lauer W., Ern H. Erläuterungen zur vegetationskarte 1:2000000 des Puebla — Tlaxcala — Gebietes // Erkunde. 1973. № 27. P. 225–229.

Kutzbach J. E., Webb T. III. Conceptual basis for understanding late Quaternary climates // Global Climates since the Last Glacial Maximum. Ed. by H. E. Wright Jr., Kutzbach J. E., Webb T. III, Ruddiman W. F., Street-Perrott F. A., Bartlein P. J. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993. P. 5–11.

Lozano-García S., Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M., Urrutia-Fucugauchi J. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco lake, central Mexico // Quaternary Research. 1993. № 40. P. 332–342.

Lozano-García S., Ortega-Guerrero B. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central Mexico // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 1994. № 109. P. 177–191.

Lounejeva Baturina E., Morales Puente P., Cabadas Baez H.V., Cienfuegos Alvarado E., Sedov S., Vallejo Gomez E., Solleiro-Rebolledo E. Late Pleistocene to Holocene environmental changes from $\delta^{13}\text{C}$ determinations in soils at Teotihuacan, Mexico // *Geofisica International*. 2006. № 45–2. P. 85–98.

Mananey W.C., Andres W., Barendregt R.W. Quaternary paleosol stratigraphy and paleomagnetic record near Dreihausen, Central Germany // *Catena*. 1993. № 20 (1–2). P. 161–177.

McClung de Tapia E., Dominguez Rubio I., Gama-Castro J., Solleiro E., Sedov S. Radiocarbon dates from soil profiles in the Teotihuacan valley, Mexico: indicators of geomorphological processes // *Radiocarbon*. 2005. № 47 (1). P. 159–175.

Metcalfe S.E., O'Hara S.L., Caballero M., Davies S.J. Records of Late Pleistocene — Holocene climatic change in Mexico: a review // *Quaternary Science Reviews*. 2000. № 19. P. 699–721.

Metcalfe T.S. Paleolimnological Records of Climate Change in Mexico — Frustrating Past, Promising Future // *Quaternary International*. 1997. № 43/44. P. 111–116.

Metcalfe T.S., Nather R.E., Winget D.E. 2000. *ApJ*. 545, 974.

Mielich G. Chronosequences of volcanic ash soils // *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten*. Hamburg. 1991. № 15. 207 p.

Mielich G. Formation and properties of tepetete in the central highlands of Mexico // *Terra*. 1992. № 10. P. 137–144.

Moran Zenteno D.J. *Geologia de la República Mexicana*. UNAM, Mexico D.F. Mexico, 1984. 89 p.

Mosíño Alemán P.A., Garcia E. The climate of Mexico // Bryson R.A., Hare F.K. (eds.). *World Survey of Climatology*. Vol. 11. The climates of North America. Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam, 1974. P. 345–404.

Munsell Soil Color Charts. Macbeth division of Kollmorgen corporation. Baltimore, Maryland, 2000. Revised washable edition.

Oglesby R.J., Maasch K.A., Saltzman B. Glacial meltwater cooling of the Gulf of Mexico: GCM implications for Holocene and present-day climates // *Climate Dynamics*. 1989. № 3. P. 115–133.

Ortega J., Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., Cabadas H. Paleosuelos y tepetates del Glacis de Buenavista Morelos (México): testigos de eventos climáticos de la transición Pleistoceno-Holoceno et al., 2010. P. 469–486.

Ortega-Guerrero B., Thompson R., Urrutia-Fucugauchi J. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications // *Journal of Quaternary Science*. 2000. № 15. P. 127–140.

Paeppe R., Mariolakos L., Van Overloop E., Keppens E. Last interglacial-glacial north-south geosol traverse (from stratotypes in the North Sea basin and in the Eastern Mediterranean) // *Quaternary International*. 1990. № 5. P. 57–70.

Pecsi M. Loess of the last glaciation // *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere (Late Pleistocene — Holocene)*. Eds. B. Fren-

zel, M. Pecs, A.A. Velichko. Budapest: Geographical Research Institute HAS. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, 1992. P. 110–120.

Pedro J., Jamagne M., Begon J.C. Two routs in genesis of strongly differentiated acid soils under humid, cool-temperate conditions // *Geoderma*. 1978. № 20. P. 173–189.

Poetsch T. Forms and dynamics of silica gel in a tuff-dominated soil complex: Results of micromorphological studies in the Central Highlands of Mexico // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 2004. № 21. P. 195–201.

Quantin P. L'induration des matériaux volcaniques pyroclastiques en Amérique Latine: Processus géologiques et pédologiques // *Suelos Volcánicos Endurecidos*. Terra. 1992. № 10. P. 24–33.

Rivera-Uria M.Y., Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Pérez-Pérez J., Mclung E., González A., Gama-Castro J. Degradación ambiental en el valle de Teotihuacan: evidencias geológicas y paleopedológicas // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2007. № 59 (2). P. 203–217.

Rousseau D.-D., Ghil M., Kukla G., Sima A., Antoine P., Fuchs M., Hatte C., Lagroix F., Debret M. Major dust events in Europe during marine isotope stage 5 (130–74 ka): a climatic interpretation of the «markers» // *Climate of the Past*. 2013. № 9. P. 2213–2230.

Rzedowski J. Diversity and origins of the Phanerogamic flora of Mexico // *Ramamoorthy T.P., Bye R., Lot A., Fa J.* (eds.). *Biological diversity of Mexico: origins and distribution*. New York, Oxford: Oxford University Press, 1993. P. 129–146.

Sánchez-Pérez S, Solleiro-Rebolledo E, Sedov S, McClung de Tapia E, Golyeva A, Prado B, Ibarra-Morales E. The Black San Pablo paleosol of the Teotihuacan Valley, Mexico: pedogenesis, fertility, and use in ancient agricultural and urban systems // *Geoarchaeology*. 2013. № 28 (3). P. 249–267.

Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Gama-Castro J.E., Vallejo-Gómez E., González-Velázquez A. Buried paleosols of Nevado de Toluca: an alternative record of Late Quaternary environmental change in Central Mexico // *Journal of Quaternary Science*. 2001. № 16(4). P. 375–389.

Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Morales-Puente P., Arias-Herrería A., Vallejo-Gómez E., Jasso-Castañeda C. Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca/Central Mexico as indicators of paleoenvironments and soil evolution // *Quaternary International*. 2003 a. № 106/107. P. 169–184.

Sedov S., Solleiro-Rebolledo E. & Gama-Castro, Jorge E. Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting // *Catena*. 2003 b. № 54. P. 495–513.

Sedov S., Rivera Y., Solleiro E. Holocene paleoecology of Teotihuacan, Mexico: micromorphological evidences from alluvial paleosols and pedosediments // *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten Serie D Physische Geographie*. 2009a. № 30. P. 123–131.

Sedov S., Solleiro-Rebolledo E., Terhorst B., Solé J., Werner G., Poetsch T. The Tlaxcala Basin paleosol sequence: multiscale proxy of the middle to late Quaternary

environmental change in central Mexico // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 2009b. № 26. P. 448–465.

Sedov S., Lozano-García S., Solleiro-Rebolledo E., McClung de Tapia E., Ortega-Guerrero B., Sosa-Nájera S. Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico // *Geomorphology*. 2010. № 122. P. 309–322.

Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R. Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. *Developments in Soil Science* 21. Elsevier; Amsterdam; London; New York; Tokyo, 1993. 288 p.

Soil Survey Staff. *Keys to Soil Taxonomy*, 11th ed. USDA, National Resources Conservation Service. Lincoln, NE: National Soil Survey Center, 2010.

Solis-Castilio B., Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., Salcido-Berkovich C. Paleosuelos en secuencias coluvio-aluviales del Pleistoceno — Holoceno en Tlaxcala: registros paleoambientales del problema temprano en el centro de México // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2012. № 64 (1). P. 91–108.

Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., Gama-Castro J.E., Flores-Román D., Escamilla-Sarabia G. Paleosol-sedimentary sequences of the Glacis de Buenavista, central Mexico: interaction of Late Quaternary pedogenesis and volcanic sedimentation // *Quaternary International*. 2003. № 106/107. P. 185–201.

Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., McClung E., Cabadas H., Gama-Castro J., Vallejo-Gómez E. Spatial variability of environment change in the Teotihuacan valley during late Quaternary: paleopedological inferences // *Quaternary International*. 2006. № 156/157. P. 13–31.

Solleiro-Rebolledo E., Sycheva S., Sedov S., McClung de Tapia E., Rivera-Uria Y., Salcido-Berkovich C., Kuznetsova A. Fluvial processes and paleopedogenesis in the Teotihuacan Valley, Mexico: Responses to late Quaternary environmental changes // *Quaternary International*. 2011. № 233. P. 40–52.

Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., Sycheva S., Sanchez Perez S., Pustavoitov K., Sauer D. Influencia de los paleosuelos en los procesos exógenos modernos en la porción noreste de la Cuenca de México // *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 2015. № 67 (2). P. 255–272.

Straka H., Ohngemach D. Late Quaternary vegetation history of the Mexican Highland // *Plant Systematics and Evolution*. 1989. № 162. P. 115–132.

Sycheva S.A. Long-term pedolithogenic rhythms in the Holocene // *Quaternary International*. 2006. № 152–153. P. 181–191.

Terhorst B., Appel E., Werner A. Palaeopedology and magnetic susceptibility of loess-palaeosol sequence in southwest Germany. // *Quaternary International*. 2001. № 76–77. P. 231–240.

Tovar R.E., Sedov S., Solís B., Solleiro-Rebolledo E. Dark humic alluvial paleosols in Central and Southern Mexico: Micromorphological indicators of Late Pleistocene megafauna habitats // *Spanish Journal of Soil Science*. Noviembre, 2013. № 3(3). P. 217–235.

Thiry M. Pedogenic silifications — structures, micromorphology, mineralogy and their interpretation // *Terra*. 1992. № 10. P. 46–59

Vázquez-Selem L. Late Quaternary glaciations of Téryotl volcano, Central Mexico // *Quaternary International*. 1997. № 43/44. P. 67–73.

Vázquez-Selem L., Heine K. Late Quaternary glaciation of Mexico // Ehlers J., Gibbard P.L. (eds.). *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology. Part III. // Developments in Quaternary Science*. 2004. № 2. Elsevier. P. 233–242.

Watts W.A., Bradbury J.P. Paleoecological studies at Lake Patzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico // *Quaternary Research*. 1982. № 17. P. 56–70.

Werner G. Los suelos en el Estado de Tlaxcala, Altiplano Central Mexicano. Investigaciones relacionadas con su desarrollo, extensión, erosión y su utilización bajo la influencia de actividades agrícolas en 3000 años (con Aportaciones de G. Miehllich). Tlaxcala, Gobierno del Estado de Tlaxcala: Universidad Autónoma de Tlaxcala, 1989. 92 p.

Werner G., Lückoff A., Moll W. Die Böden des Staates Tlaxcala im zentralen Hochland von Mexiko // *Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft*. Stuttgart, 1988. Bd. 20.

Werner G., Bauman J. El Tepetate; ein Fragi-/ Duripan aus Vulkanascheboeden; Rekultivierung und Nutzung // *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*. 1993. № 72. P. 1093–1096.

Werner G. Post-conference field trip: Modern Andosols of the Sierra Nevada and relict polygenetic Luvisols with tepetates (indurated horizons in volcanic sediments) // Etchevers, Jorge (ed.): *VI International Symposium and Field Workshop on Paleopedology*, 2001. *Field Excursion Guidebook*. P. 59–98.

White S.E. Late Pleistocene glacial sequence for the West side of Iztaccihuatl, Mexico // *Geolol. Soc. of America*, 1962, 73. P. 935–958.

White S.E. Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico // *Quaternary Science Reviews*. 1986. № 5. P. 201–205.

White S.E., Valastro S.J. Pleistocene glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and comparison with standard Mexican glacial sequence // *Quaternary Research*. 1984. № 21. P. 21–35.

Zebrowski C. Los suelos volcanicos endurecidos en America Latina // *Terra*. 1992. № 10. P. 15–23.

ABSTRACT

This monography consist of the introduction, 7 chapters, the conclusion and the list of references.

The first chapter contains a review about climate, common landscapes and relieve forms of Central Mexican Plateau, modern soils, tepetates and soil erosion, vegetation and biodiversity and the history of land management.

The second chapter is about main landscape forming factors: volcanism, tectonic activity, climatic changes. The information about geological records (glacial, lake, soil and fluvial) is presented here to describe principal changes in relieve and climate. We have made a comparison of paleosol and lake records, that shows different inferences for the Last Glacial Maximum.

The third chapter characterizes objects of study located in Tlalpan (Tlaxcala) and San Pablo (Teotihuacan Valley). These sites have been studied by various methods, among them a field profile description, carbon-14 dating, geological-geomorphological field survey with a mapping in Tlalpan, geological-geomorphological and paleosol field study in San Pablo, results of catena study and space-time correlations and reconstructions of paleoecological conditions and stages of landscape evolution.

The forting chapter is about results of the investigation of key site Tlalpan: study of profile which includes different soil and tepetate layers, detailed geological-geomorphological survey of gulleys Tlalpan, Young and Bibus, study of Holocene sediments and slope and terrace soils of gulleys Tlalpan and Concepcion.

The fifth chapter contains the interpretation of results of previous chapter. It shows the most typical soils, sediments and their combinations — ciclits; explains morphology and formation of gulleys, small lakes on the slopes and demonstrates their role in formation of gley-carbonate layers, bedding of pedostratigraphic horizons in relieve. We also described paleo-incisions in all studied locations and determined stages of stable landscape formation — paleosols of different age in slope sediments and in paleo-incision filling. Several steps of extremal development of ladscales and soils during the beginning of eriosion and filling of gulleys are demonstrated with determination of time of formation. In the development of Holocene landscape we demonstrate also the rhythmic

change of stable phases (soil formation) and instable, or extreme ones (the new gully formation, accumulation of various litological facies on the bottom of depressions).

The chapter 6 is dedicated to the study of relieve forms, upper sediments and soils of Late Pleistocene and Holocene of Teotihuacan Valley. We reconstructed stages of landscape evolution, including periods of stable soil formation and erosion. The highest activity of morpholito-genic processes, same as in Tlalpan, was during the Last Glaciation.

The last, seventh chapter is collaborate the information about the evolution and landscape dynamic of Central Mexico during 40 000 years. We substantiated the main role in landscape formation of climatic changes — rhythms of different hierarchy and general trend (from the warming-up in MIS3 to the maximum of glaciation in MIS 2 and interglacial in MIS 1). During last 10 600 years we described 6 stages of slowing in erosion processes and soil formation in accumulative conditions. These stages were every 1800–2100 years and had duration of about 600–1100 years. The discontinuity of soil formation in the Holocene is controlled by the reaction of relieve forming processes to ecological changes on water-reception basins because of variation in short-term climatic rhythms, based on variation of amount and regime of precipitation.

To summarise, on the base of study of records of two main processes: soil formation (stable conditions) and relieve formation (instable conditions) we reconstructed a very complex, variable history of landscape formation of Central Mexico which combines continuous trends as well as various rhythms.

НЕКОТОРЫЕ ТЕРМИНЫ И СОКРАЩЕНИЯ

Барранкос или барранка (в Латинской Америке и в том числе в Мексике) — радиальные овраги на склонах вулканов.

Бедленды — бесплодные земли, подверженные сильной эрозии.

ВЕР — Восточно-Европейская равнина.

ВПМ (внутрипедная масса) — почвенный материал внутри структурной отдельности.

ГК — гуминовая кислота.

Головка барранки — вершина оврага — обширная открытая котловина с булавовидным очертанием.

ИГАН — индекс радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН.

КС (С1) — культурный слой — отложения, образованные в результате природных процессов и жизнедеятельности человека.

МИС — морская изотопная стадия.

ССВ — север-северо-восток.

Тепетате — подповерхностный уплотненный горизонт, образованный из коллювиально-пирокластических отложений.

ТМВП (ТМVB) — Трансмексиканский вулканический пояс.

AD — после Рождества Христова (после новой эры).

BC — до Рождества Христова (до новой эры).

BP — от наших дней (синоним лет назад).

IUSS — Международное общество почвоведов.

Ki — индекс Киевской радиоуглеродной лаборатории.

LGM — максимум оледенения.

LGT — позднеледниковье.

LIA — малый ледниковый период.

FAO — Продовольственная и сельскохозяйственная организация Объединенных Наций.

WRB — Международная классификация почв.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, проект №14–27-00133 (концептуальное обобщение данных, подготовка текста и публикация), а также при финансовой поддержке Программы поддержки исследовательских и инновационных проектов Национального университета Мексики (PAPIIT IN117709, IN117710, IN106616 и CONACYT-166878) — сбор полевых данных. Одна из авторов — Лилит Погосян — приняла участие в данной работе благодаря стипендии правительства Мексики, выделенной Министерством иностранных дел.

This study was supported by the Russian Science Foundation, project no. 14-27-00133, as well as by the Program of the research and innovation projects support of National University of Mexico (PAPIIT) and CONACYT (PAPIIT IN117709, IN117710, IN106616 и CONACYT-166878). One of the authors — Lilith Pogosyan — could take part in this work due to the Scholarship of the Government of Mexico, granted through the Foreign Ministry (Secretaría de Relaciones Exteriores).

«Una parte de este trabajo de investigación fue realizado con una beca de excelencia otorgada por el Gobierno de México a través de la Secretaría de Relaciones Exteriores».

Авторы благодарят молодых коллег, принимавших участие в полевых работах: Серафина Санчеса (национальная школа археологии и истории), Эктора Кабадаса (Университет штата Мехико), Хайме Диаса (Институт геологии, УНАМ), Маркуса Фёрста (Вюрцбургский университет, Германия).

Мы глубоко благодарны Хохловой Ольге Сергеевне, Чичагову Валерию Павловичу и Панину Андрею Валерьевичу, взявшим на себя труд рецензирования работы.

Сычева С.А., Седов С.Н., Погосян Л.А., Соллейро-Реболledo Э.
ЭТАПЫ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО И ОПТИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ МЕКСИКИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40 000 ЛЕТ

Компьютерная верстка и техническое редактирование Г.О. Нефедова

Подписано в печать 05.12.16. Формат 60 × 90/16. Бумага офсетная. Гарнитура Ньютон.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,0. Тираж 300 экз.

Изготовление оригинал-макета, компьютерная верстка, цветоделение
ООО «Медиа-ПРЕСС». 101000, г. Москва, Покровский б-р, д. 4/17, стр. 5.
Тел.: (495) 624-76-66. E-mail: media-press@mail.ru



1:1 000 000

Рис. 1 А. Физико-географическая карта Мексики.

1. Полуостров Нижняя Калифорния.
2. Равнина Соноры.
3. Хребет Западная Сьерра Мадре.
4. Горы и плато севера.
5. Хребет Восточная Сьерра Мадре.
6. Великие Равнины Северной Америки.
7. Тихоокеанская прибрежная низменность.
8. Северная прибрежная низменность Мексиканского Залива.
9. Центральное плато.
10. Трансмексиканский вулканический пояс.
11. Полуостров Юкатан.
12. Хребет Южная Сьерра Мадре.
13. Южная прибрежная низменность Мексиканского Залива.
14. Горы Чьяпаса и Гватемалы.
15. Кордильеры Центральной Америки.

Источник: Национальный Институт Статистики, Географии и Информатики.
Шкала 1:1000000

Fig. 1 A. Physical-geographical map of Mexico.

1. The Peninsula of Baja California.
2. Plain Of Sonora.
3. The Ridge West of the Sierra Madre.
4. The Mountains and plateaus of the North.
5. The Eastern Ridge of the Sierra Madre.
6. The Great Plains of North America.
7. Pacific coastal plain.
8. Northern coastal plain of the Gulf of Mexico.
9. Central plateau.
10. Transmexican volcanic belt.
11. The Yucatan Peninsula.
12. Ridge South of the Sierra Madre.
13. The southern coastal plain of the Gulf of Mexico.
14. The mountains of Chiapas and Guatemala.
15. Cordillera of Central America.

Source: national Institute of Statistics, Geography and Informatics.
Scale 1:1000000

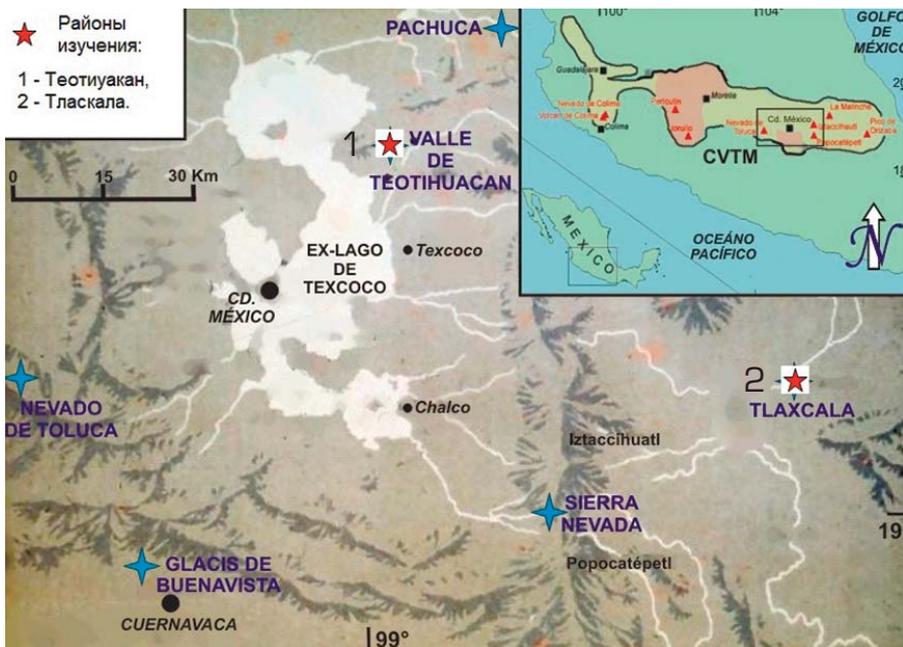


Рис. 1 Б. Местоположение районов исследования: 1 – Тласкала и 2 – Теотиуакан (Solis-Castilio, Solleiro-Rebolledo et al., 2012).

Fig. 1 B. The location of the study areas Study regions: 1) Tlaxcala, 2) Teotihuacan (Solis-Castilio, Solleiro-Rebolledo et al., 2012).



Рис. 2. Бедленды в Тлалпане.

Fig. 2. Badlands in Tlalpán.



Рис. 3. Вулканы Попокатепетль, Истаксиуатль и межвулканная котловина.
Fig. 3. Volcanoes Popocatepetl and Iztaccihuatl, inter-mountain basin.

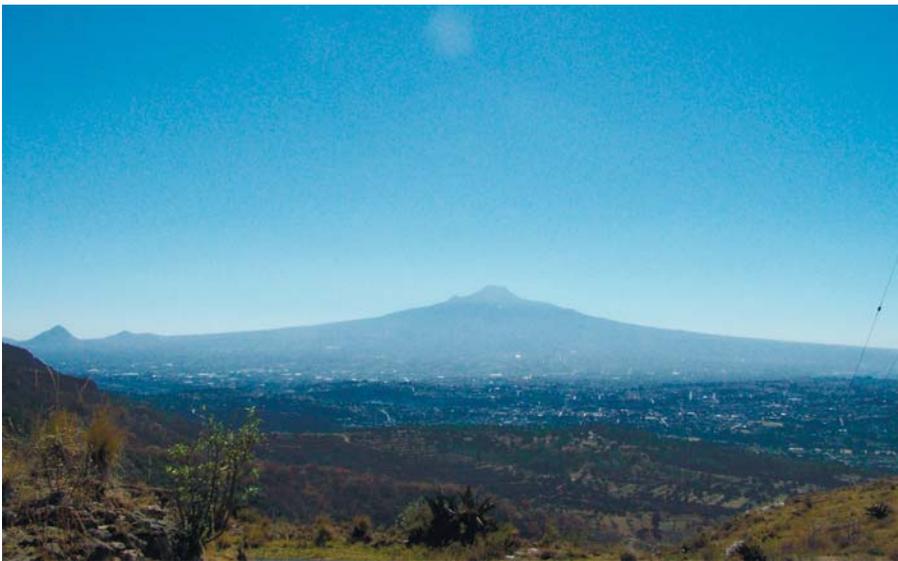


Рис. 4. Вулкан Ла Малинче.
Fig. 4. Volcano La Malinche.



Рис. 5. Небольшой вулкан.
Fig. 5. Small monogenetic volcano.



Рис. 6. Небольшая речная долина.
Fig. 6. Minor river valley.



Рис. 7. Антропогенная саванна Центрального Мексиканского нагорья. На заднем плане вулканы Попокатепетль и Истаксиуатль.

Fig. 7. Anthropogenic savanna in the Central Mexican highlands; at the background - volcanoes Popocatepetl and Iztaccihuatl.



Рис. 8. Барранки – овраги в вулканических отложениях. Развитие бедлендов на склонах барранки Тлалпан.

Fig. 8. Barrancas – gulleys in the volcanic sediments. Development of badlands on the slope of Barranca Tlalpan.



Рис. 9 А. Небольшое озерцо на плато.
Fig. 9 А. Small lake on the upland plain (plateau).



Рис. 9 Б. Небольшое искусственное озерцо (пруд) вблизи разреза Тлалпан.
Фото Седова.
Fig. 9 В. Small artificial pond near the Tlalpan exposure. Photo Sedov.

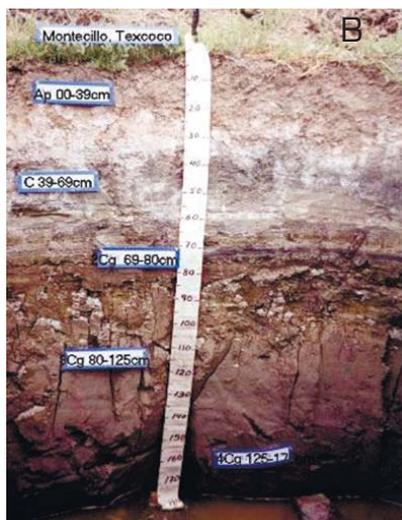


Рис.10. Современные почвы: А – андосоль, В – флювисоль, С – вертисоль, D – камбисоль, Е – антросоль. Фото 10 А, В, Е Седова.

Fig. 10: Photo A, B, E Sedov. Modern soils: A – Andosol, B – Fluvisol, C – Vertisol, D – Cambisol, E – Anthrosol.



Рис. 11 А. Выход тепетате на эродированной поверхности. Южная оконечность блока Тласкала. На горизонте – вулкан Малинче. Фото Седова.

Fig. 11 A. The output of tepetate on the eroded surface. The southern tip of the Tlaxcala block. On the horizon – the volcano La Malinche. Photo Sedov.



Рис. 11 Б. Поверхность бурой тепетате.

Fig. 11 B. Surface of the Brown tepetate.

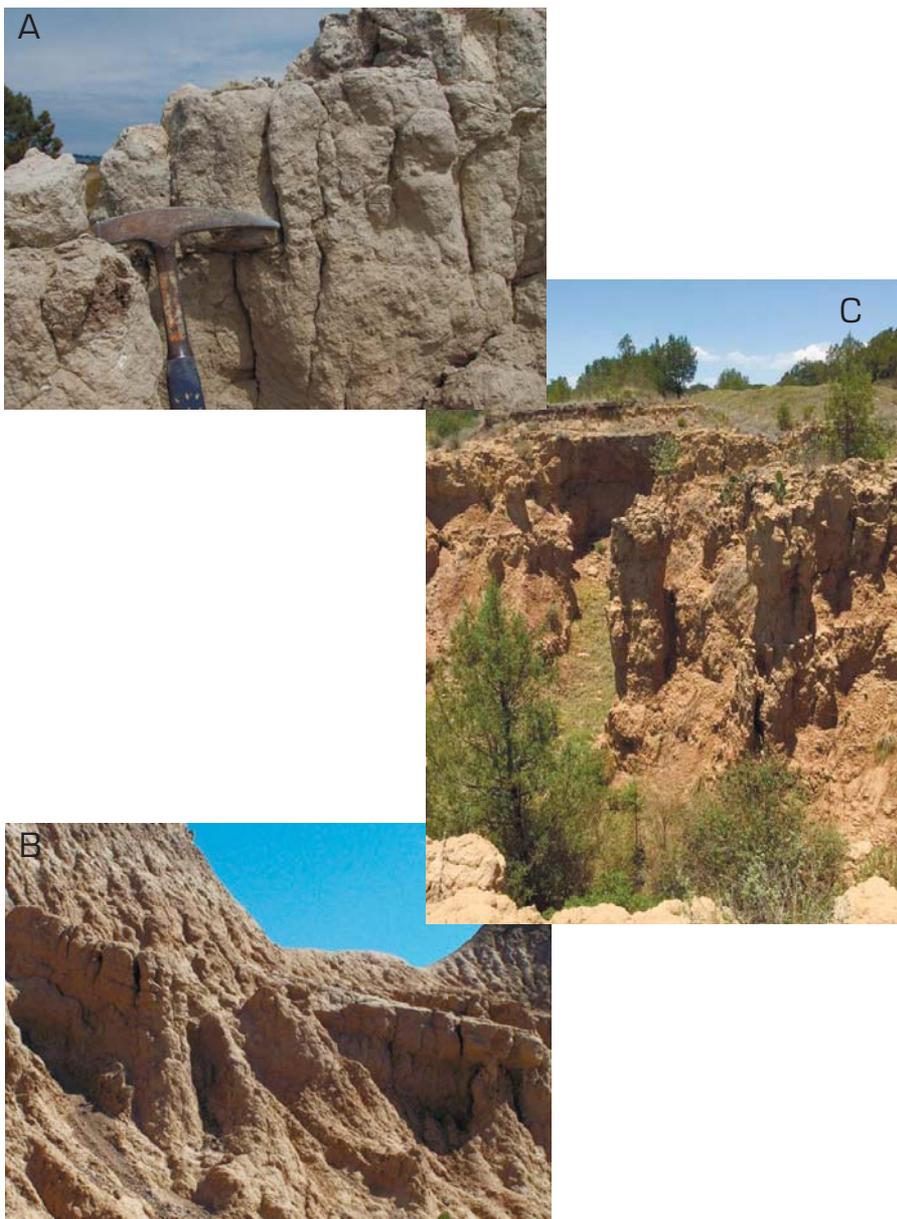


Рис. 12. Тепетате: А – темная голоценовая, В – бурая плейстоценовая (фото Седова), С – скульптурные формы бурой тепетате.

Fig. 12. Tepetate: A – dark Holocene, B - Brown Pleistocene (Photo Sedov);
C – sculpture erosion forms of tepetate.

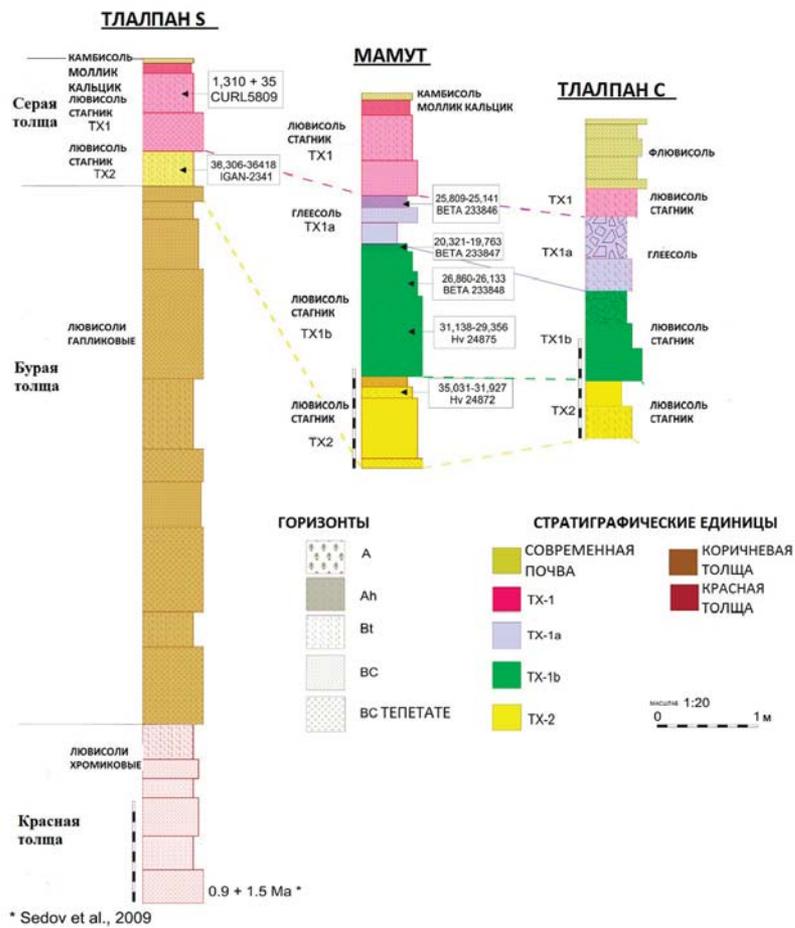


Рис. 13 Б. Строение тefрово-почвенных серий разрезах Тлалпан и Мамут.

Рисунок из статьи Solis-Castilio, Solleiro-Rebolledo, et al., 2012.

Fig. 13 B. Chronostratigraphic scheme of the tephra-paleosol series in the exposures Tlalpan and Mamut from Solis-Castilio, Solleiro-Rebolledo et al., 2012.

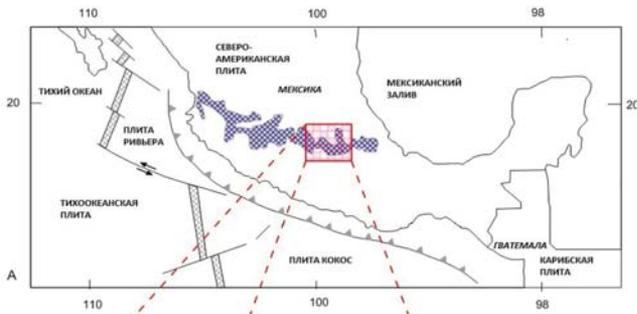


Рис. 14. Расположение ключевого участка Тлалпан (Тласкала).

Fig. 14. The location of a key area of Tlalpan (Tlaxcala).



Рис. 17. Вулкан Серро Гордо.
Fig. 17. Cerro Gordo volcano.

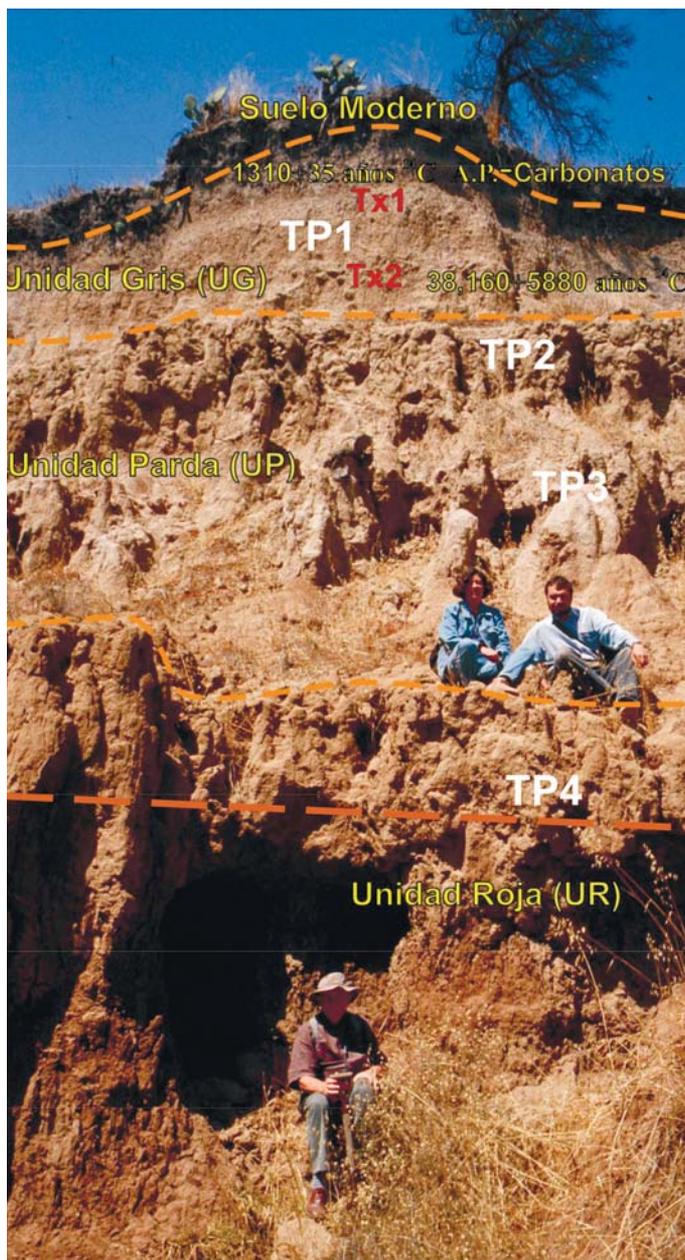


Рис. 18. Опорный разрез Тлалпан 1/03.
Fig. 18. The Tlalpan 1/03 key section.



Рис. 19. Серая толща в разрезе Тлалпан – верхняя часть основного профиля 1/03, 2/03 в 2007 г.

Fig. 19. The Grey Unit in the Tlalpan section – upper part of the main profile 1/03, 2/03 in 2007.



Рис. 20. Оглеенные почвы и тепетате в останце в головке барранки Тлалпан. Разрез 6/07.

Fig. 20. Gleyic soils and tepetate in the “inselberg” at the upper edge of Barranca Tlalpan.



Рис. 21. Овраг Тлалпан в
верховьях.
Fig. 21. Barranca Tlalpan at the
source.



Рис. 22. Палеоврез в Молодой баранке.
Fig. 22. Paleoincision in the Young Barranca.



Рис. 23. Погребенная почва, развитая на аллювио-коллювии, перекрытая зубчатой теретате. Поверхность размыта.

Fig. 23. Photo of the buried soil developed on the alluvial/colluvial deposits and overlain by serrated tepetate. The surface is eroded.



Рис. 24. X-образное место соединения барранок.

Fig. 24. X-shaped conjunction of barrancas.



Рис. 25. Головка Молодой барранки.
Fig. 25. The source of the Young Barranca.



Рис. 26. Разрез 19/07.
Fig. 26. Section 19/07.

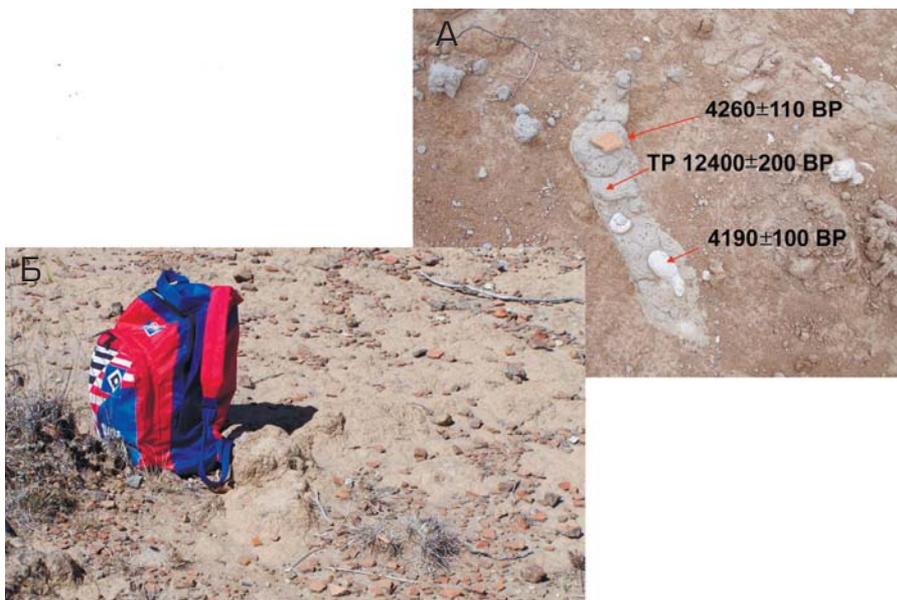


Рис. 28 А. Радиоуглеродный возраст керамики, карбонатов и тепетате из разреза 20/07, Б – переотложенная керамика на поверхности TP2.
 Fig. 28 A. Radiocarbon ages of ceramics, carbonates and tepetate of the section 20.07. B – redeposited ceramics on the surface of TP2.



Рис. 29. Разрез 20/07 в головке Молодой барранки.
 Fig. 29. The section 20/07 in the source of the Young barranca.



Рис. 30. Озерцо в головке Молодой барранки: А – озерцо (лужа) в верховье барранки Тлалпан в конце сухого сезона, март 2007 г. Б – то же озерцо (прудик) в верховье барранки Тлалпан в начале сухого сезона, ноябрь 2009 г.
Fig. 30. The minor lake in the source area of the Young Barranca: A. small lake (pool) in the source of Barranca Tlalpan at the end of the dry season, March 2007. B – the same lake (pond) in the beginning of dry season, November 2009.



Рис. 31. Промоина в верховьях Молодой барранки.
Fig. 31. The small gully in the source area of the Young Barranca.



Рис. 32. Геолого-геоморфологический продольный профиль палеобарранки.
Fig. 32. The longitudinal profile of paleo-barranca.



Рис. 34 А. Каньон в низовьях Молодой барранки.
Fig. 34 А. Incision (canyon) in the lower reaches of the Young Barranca.



Рис. 34 Б. Общий вид на долину барранки Консепсион с низовий молодой барранки.
Fig. 33 Б. General view of the valley of Barranca Concepcion with lower Young Barranca.

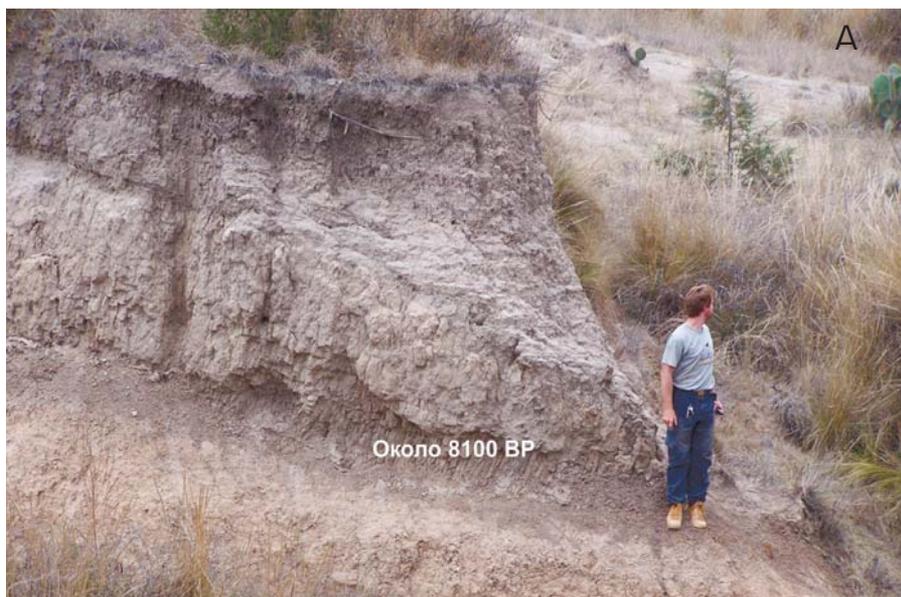


Рис. 35. Разрезы в низовьях барранки Тлалпан: 12/03 (А) и 13а/07 (В), слоистый гумусированный аллювио-коллювий на красной тепетате.

Fig. 35. The exposures of the downstream area of Barranca Tlalpan: 12/03 (A), 13a/07 (B), laminated humic alluvial/colluvial sediments overlying red tepetate.



Рис. 37. Эродированная площадка из тепетаре TP 3 в головке барранки Бибуса и останец размывтой поверхности (разрез 23/07).

Fig. 37. The eroded spot of tepetate TP3 in the source area of Barranca Bibus and the residue of eroded surface (section 23/07).



Рис. 39. Барранка Бибуса, каньон в низовьях.

Fig. 39. Incision (canyon) in the lower reaches of the Barranca Bibus.



Рис. 38. Барранка Бибуса. Сильно меандрирующий, глубокий овраг: А – вид на верховье, П – площадка головки барранки с останцами; Б - вид на низовье, М – палеоврез, разрез 26/07.

Fig. 38. Barranca Bibus. Deep meandering gully: A – view of the source area, P – source area with the residual geoforms, B - view of the downstream area, M – paleo-incision, section 26/07.



Рис. 40. Строение головки барранки Бибуса: голоценовая толща с погребенной почвой (разрез 14/07) и плейстоценовая толща с бурой и белой тепетате.
 Fig. 40. The stratigraphy of source area of Barranca Bibus: Holocene stratum with buried soil (section 14/07) and Pleistocene stratum with brown and white tepetate.

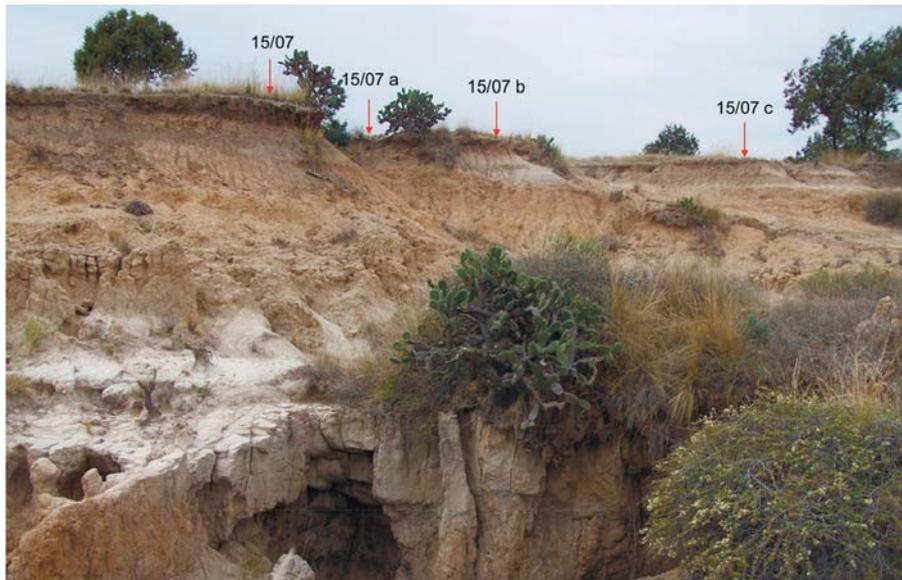


Рис. 41. Палеокатена в головке барранки Бибуса: разрезы 15-15 с/07.
 Fig. 41. The paleocatena: sections 15-15 с/07.



Рис. 42. Начало двух врезов и строение аллювио-коллювиальных толщ в барранке Бибуса. Разрез 16/07.

Fig. 42. The beginning of two incisions and the stratigraphy of alluvial/colluvial deposits in Barranca Bibus. Section 16/07.



Рис. 44. Палеоврез на противоположном левом борте барранки Бибуса. Разрезы 18/07 и 18a/07.

Fig. 44. Paleoincision on the left opposite side of Barranca Bibus. Sections 18/07 and 18a/07.

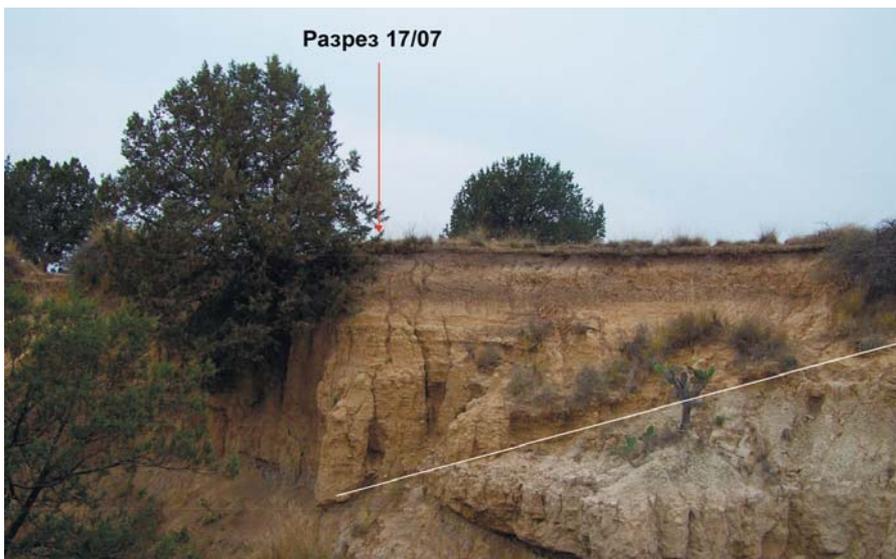


Рис. 46. Палеоврез, заполненный аллювиально-коллювиальными отложениями с погребенными почвами в барранке Бибуса.
Fig. 46. Paleoincision, filled by alluvial/colluvial sediments and buried soils, in Barranca Bibus.



Рис. 48. Строение разреза 5/03 «Корабль».
Fig. 48. Stratigraphy of section 5/03 "The Ship".



Рис. 49. Строение барраночной террасы в разрезе 28/07.
Fig. 49. The stratigraphy of barranca terrace of section 28/07.



Рис. 50. Строение барраночной террасы. Разрез 30/07.
Fig. 50. The stratigraphy of barranca terrace. Section 30/07



Рис. 51. Строение террасы в разрезе 32/07.
Fig. 51. The stratigraphy of the terrace in the section 32/07.



Рис. 52. Терраса на месте впадения барранки Тлалпан в Консепсион.
Fig. 52. Terrace at the confluence of the Barranca Tlalpan in the Barranca Concepcion.



Рис. 53. Строение террасы в разрезе 24/07.
Fig. 53. The stratigraphy of the terrace in the section 24/07.



Рис. 54. Строение террасы в разрезе 31/07.
Fig. 54. The stratigraphy of the terrace in the section 31/07.



Рис. 55. Поле на площадке барраночной террасы. Распахиваются разновозрастные почвы. На заднем плане видны плейстоценовые тепетате.
Fig. 55. The field on surface of the barranca terrace. Soils of different age are cultivated. Pleistocene tepetates are visible at the background.



Рис. 56 А. Озерные отложения – оглеенные суглинки с карбонатными конкрециями на месте бывшего озера.
Fig. 56 A. Lake sediments – gleyedloam with carbonate nodules at the site of the former lake.



Рис. 57. Циклит: коллювий – тепегате.
Fig. 57. Ciclite: colluvium – tepetate.

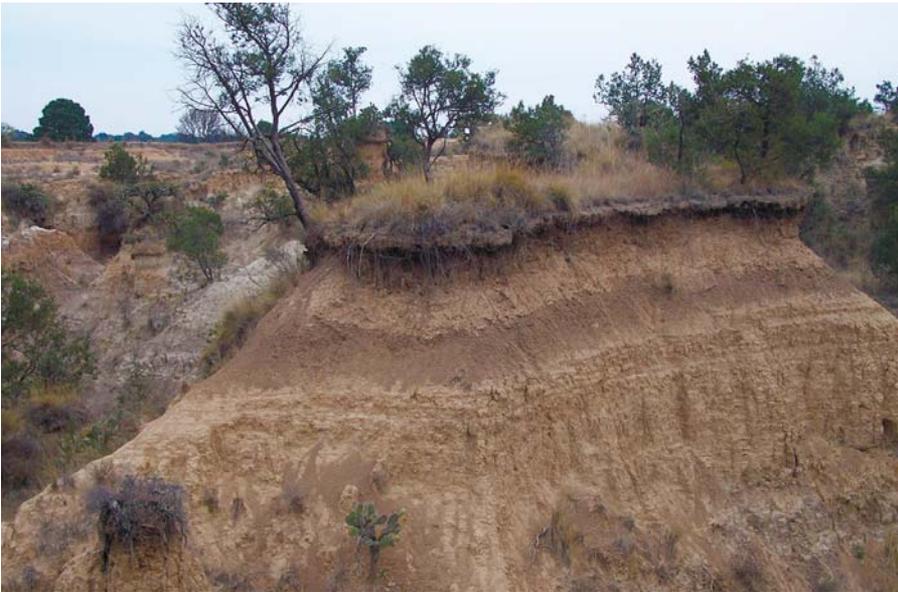


Рис. 58. Циклит: коллювий – почва.
Fig. 58. Ciclite: colluviums – soil.



Рис. 59. Циклит: коллювий – почва – тепетате.
Fig. 59. Ciclite: colluviums – soil – tepetate.



Рис. 63 А. Заложение головки баранки на поверхности тепетате.
Fig. 63 А. The formation of a head of the Barranca on the surface of tepetate.



Рис. 64 А. Расчленение тепетате первичными промоинами.
Fig. 64 A. The tepetate dissection by the incipient gullies.



Рис. 65. Останцы разрушаемой поверхности: А – трапецевидные, Б – пирамидальные.
Fig. 65. The residues of the destroyed landsurface: A – trapeze-shaped, B – pyramidal.



Рис. 66. Молодая барранка А наследует палеобарранку Б
 Fig. 66. Young barranca follows paleobarranca.

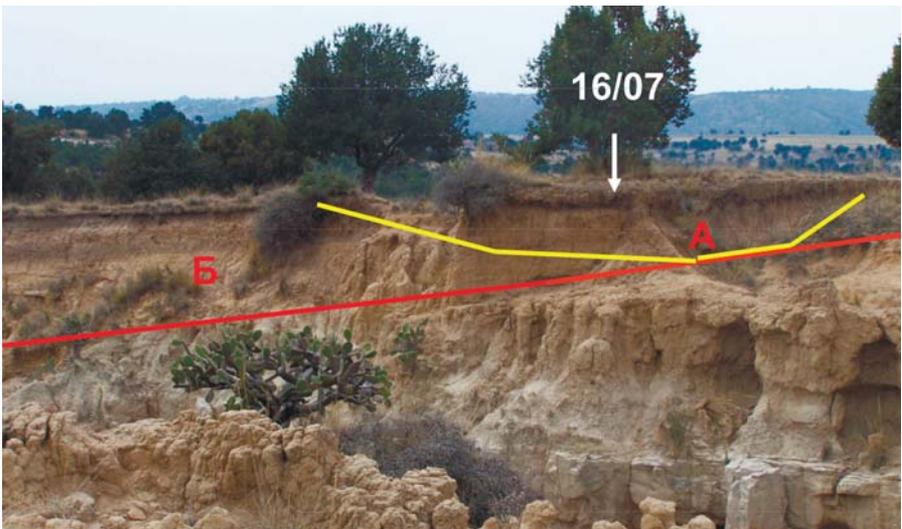


Рис. 67. Молодой, но заполненный овраг А, заложенный в верховье более древнего оврага Б (барранка Бибуса).
 Fig. 67. A young but already filled gully A incised in the source area of an older gully Б (Barranca Bibus).



Рис. 68 А. Пирамида Луны на фоне вулкана Серро-Гордо
Fig. 68 A. The Moon Pyramid, at the background – Cerro-Gordo volcano.



Рис. 68 В. Пирамида Солнца.
Fig. 68 B. The pyramid of the Sun.



Рис. 70. Разрезы трансекты: 1 – Серро Гордо, 2 – Сан Мартин, 3 – Сан Пабло, 4 – Канал, 5 – барранка Патлачике, 6 – вулкан Патлачике.

Fig. 70. The sections along the transect: 1 – Cerro Gordo, 2 – San Martin, 3 – San Pablo, 4 – Canal, 5 – Barranca Patlachique, 6 – Patlachique volcano.



Рис. 71 А. Древняя разрушенная терраса.
Fig. 71 A. Ancient agricultural terrace



Рис. 71 В. Современные сельскохозяйственные террасы.
Fig. 71 B. The recent agricultural terraces.



Рис. 71 С. Сельскохозяйственные террасы, сложенные блоками тепетате.
Фото Седова.

Fig. 71 С. The agricultural terraces, composed of blocks of tepetate. Photo Sedov.



Рис. 72. Общий вид траншея в русле реки Сан Пабло.
Fig. 72. General view of the trench in the riverbed of San Pablo.

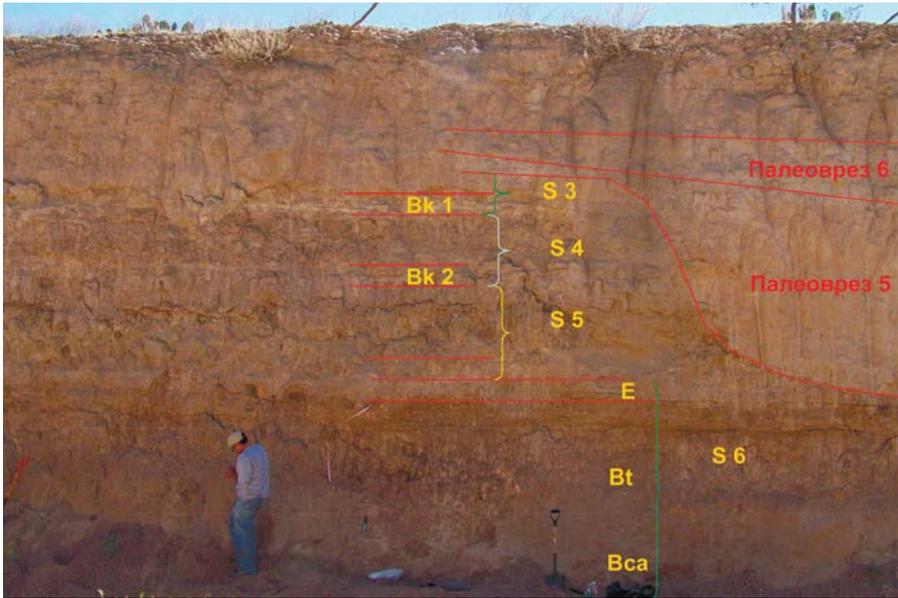


Рис. 73. Строение в опорном разрезе 7.
 Fig. 73. Stratigraphy of the key section 7.



Рис. 74. Левая часть траншеи. Серия вложенных разновозрастных палеоврезов (1, 2, 3, 4).
 Fig. 74. Left part of the trench. A set of superimposed paleo-incisions (1, 2, 3, 4) of different age.



Рис. 75. Правая часть траншеи. Палеоврезы 5, 6.
 Fig. 75. Right part of the trench. Sections 1-3, paleo-incisions 5,6.

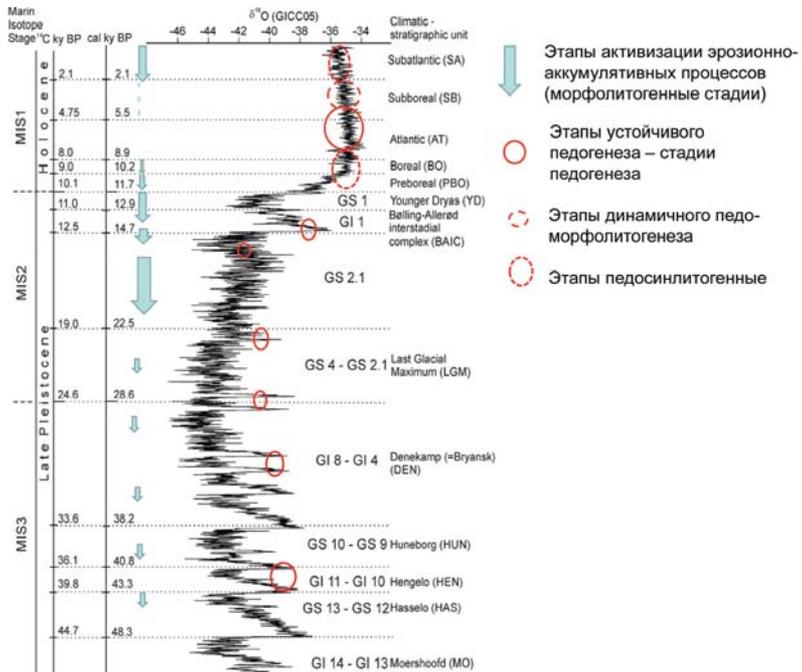


Рис. 79. Соотношение этапов устойчивого и экстремального почвообразования с изменениями климата за последние 40 тысяч лет.

Fig. 79. The ratio of stable and extreme stages of soil formation with climate change over the past 40 thousand years.