

eighth
international
congress of
speleology

guidebook
to karst
and caves
of Tennessee
and Missouri



Nicholas Crawford
Jerry D. Vineyard

GUIDEBOOK TO KARST AND CAVES OF TENNESSEE:
EMPHASIS ON THE
CUMBERLAND PLATEAU ESCARPMENT REGION

Nicholas Crawford
Department of Geography and Geology
Western Kentucky University
Bowling Green, Kentucky, 42101, U.S.A.

and

GUIDEBOOK TO KARST AND CAVES OF THE OZARK REGION
OF MISSOURI AND ARKANSAS

Jerry D. Vineyard
Assistant State Geologist
Division of Geology and Land Survey
Missouri Department of Natural Resources
Rolla, Missouri, 65401, U.S.A.

Prepared for the

EIGHTH INTERNATIONAL CONGRESS OF SPELEOLOGY
Bowling Green, Kentucky, U.S.A.
July 18 to 24, 1981

PROPERTY OF THE
WINDY CITY GROTTO
LIBRARY

edited by
Barry F. Beck
Geology Department
Georgia Southwestern College
Americus, Georgia, 31709, U.S.A.

translated by
Astrid Lipp (German)
Carolyn G. Williams (French)



Base camp in Berome Moore Section, Moore Cave System provides dry, reasonably comfortable facilities complete with stoves, furniture, electric lighting and running water. (Photo by Jim Vandike).

GUIDEBOOK TO KARST AND CAVES OF TENNESSEE:
EMPHASIS ON THE CUMBERLAND PLATEAU ESCARPMENT REGION

INTRODUCTION

In the past all of middle and much of eastern Tennessee was capped by a thick sequence of Pennsylvanian and late Mississippian shales, sandstones, and conglomerates. The geomorphic history, at least since the middle Mesozoic, has been largely a story of caprock removal. Over large areas the resistant caprock has been completely removed, exposing the chemically less resistant limestones. Only in the Cumberland Plateau area does the caprock continue to protect the underlying limestones from rapid solution (Figures 1 and 2).

Although the concept of dynamic equilibrium may not apply to all areas, it does seem to fit quite well in the Central Basin, Highland Rim Low Plateau and Cumberland Plateau areas of Tennessee. The present topographic forms appear to be in adjustment with present-day erosional processes and geologic framework (Hack, 1966). It is impossible to determine the evolution of landscapes in terms of dynamic equilibrium theory since one cannot be sure about past climatic conditions or even the previous geologic framework. However, in the Middle Tennessee area one can speculate concerning the sequence of events as the present-day landscape evolved.

According to the dynamic equilibrium concept the present topography forms by the continuous lowering of the surface by erosion, a process that involves slope retreat on beds of different resistance. Therefore the origin of the western Cumberland Plateau Escarpment is probably associated with the removal of the Pennsylvanian caprock from the Nashville Dome, a structural high along the Cincinnati Arch. The excavation of the Nashville Dome may have begun during the middle part of the Mesozoic Era. Once the resistant Pennsylvanian sandstones were removed by erosion from the central part of the structure, exposing the underlying Mississippian limestones, slope retreat by sapping began. This breaching of the once continuous expanse of Pennsylvanian caprock formed an escarpment and initiated its subsequent retreat in all directions away from the dome. Erosion continued both downward and outward in the area of the dome and a plain-like surface developed upon the more cherty and erosionally resistant lower Mississippian rocks which formed the floor of the expanding Central Basin during the Late Cretaceous Period (Miller, 1974).

During the Tertiary and Quaternary Periods the present Central Basin was formed after the resistant Fort Payne Formation was breached by erosion, thus exposing the underlying Ordovician Limestones. The breaching of the Fort Payne caprock resulted in the Highland Rim Escarpment which is presently retreating as the Central Basin expands.

Sapping of the underlying limestones is primarily responsible for the steep slope angles along both escarpments. East of the Central Basin caprock waterfalls are numerous as streams cut canyons back into the Cumberland Plateau and the Highland Rim Low Plateau. Both escarpments are retreating toward the southeast down the dip away from the Nashville Dome. Abundant caves associated with both locations appear to have formed under very similar circumstances. However, this field trip will deal primarily with the karst and caves of the Cumberland Plateau Escarpment.

The Cumberland Plateau of Tennessee is a classic tableland plateau. The plateau surface is an area of gentle relief with a general elevation of about 550 meters. The plateau is capped by Pennsylvanian sandstone, conglomerates and shales. The clastic Pennsylvanian caprock is underlain by Mississippian limestones which are much less resistant to solution. The difference in lithology has resulted in an escarpment of approximately 300 meters.

Along the western escarpment of the Cumberland Plateau is a rather narrow but important area of karstic topography. Caves are abundant in this region with most of the larger caves occurring in the Monteagle Limestone near the bottom of the 300 meter escarpment. The sinkhole plain at the base of the escarpment is usually about ten to fifteen kilometers in width and corresponds with the area of the cherty St. Louis and lower Monteagle Limestones. Maps of cave locations in Tennessee, such as those prepared by Barr (1961) and Matthews (1971), show a high concentration of caves along two somewhat parallel lines extending northeast-southwest across the state just east of Middle Tennessee (Figure 3). The easternmost line of

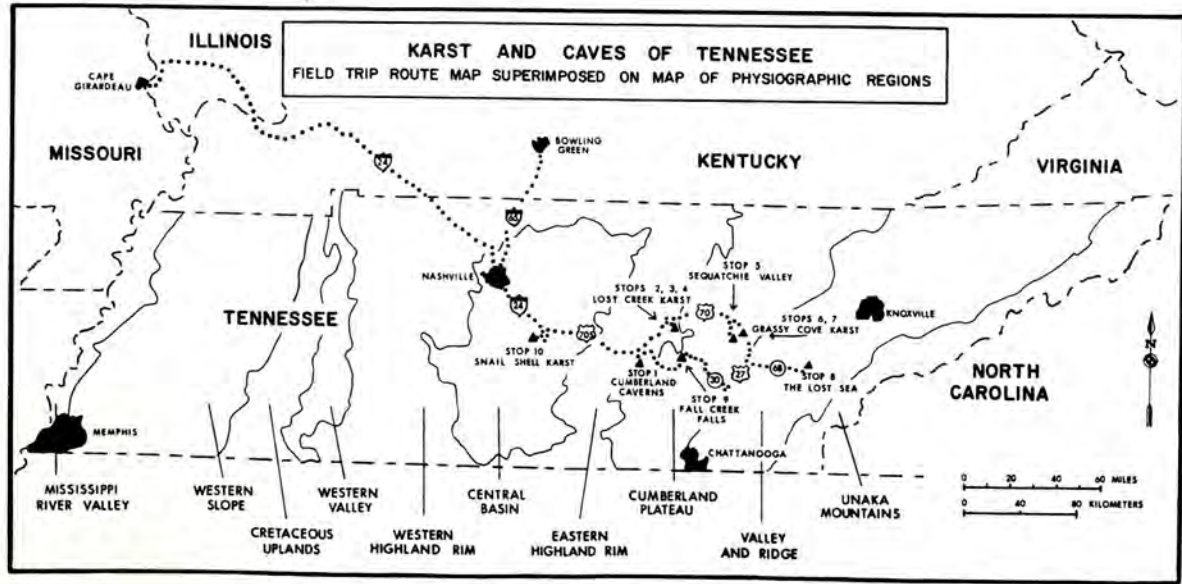


FIGURE 1. Route map, Tennessee part of Excursion E-13, showing principal stops. Base map: (Miller, 1974).

Abbildung 1. Aufzeichnung der Fahrroute für den Teil der Excursion E-13, der durch Tennessee führt; die Hauptaufenthaltsorte sind gekennzeichnet. Die Grundkarte: (Miller, 1974).

FIGURE 1. Carte routière, partie de l'excursion E-13 qui aura lieu au Tennessee, montrant les arrêts principaux.

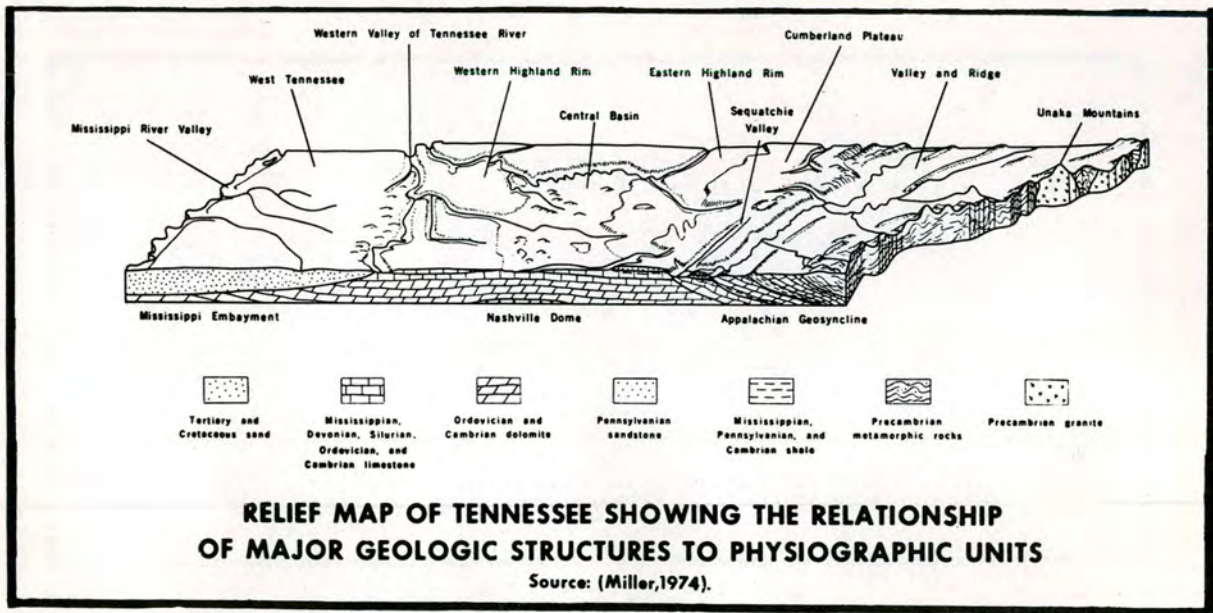


FIGURE 2. Relief map of Tennessee showing the relationship of major geologic structures to physiographic units.
Source: (Miller, 1974).

Abbildung 2. Reliefkarte von Tennessee, worauf das Verhältnis zwischen den größeren geologischen Bauen und den physiographischen Einheiten zu sehen ist. Quelle: (Miller, 1974).

FIGURE 2. Carte en relief du Tennessee montrant le rapport des formes géologiques aux unités physiographiques.
Source: (Miller, 1974).

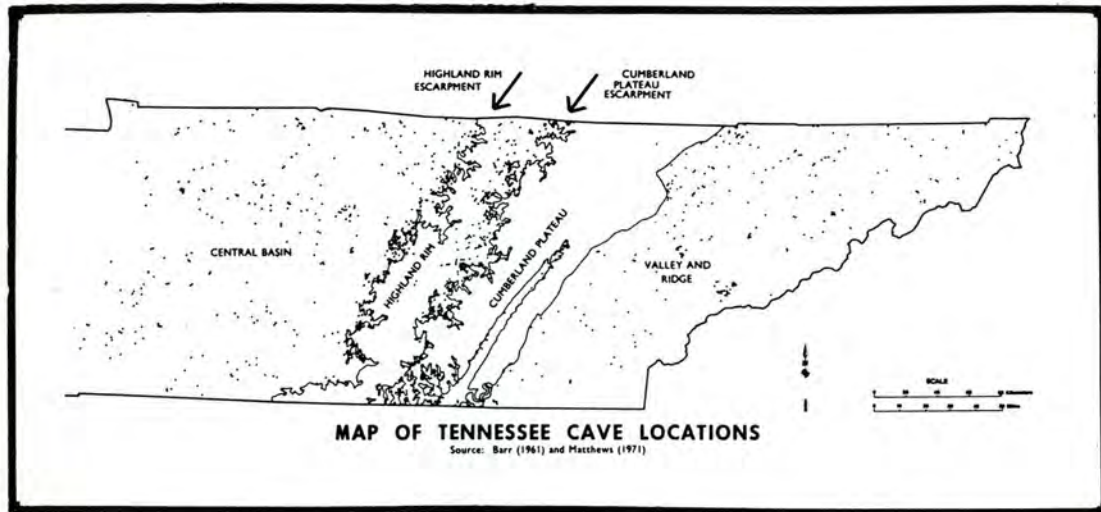


FIGURE 3. Map of Tennessee cave locations. Source: (Barr, 1961 and Matthews, 1971).

Abbildung 3. Aufzeichnung der Orte, wo die Höhlen von Tennessee sich befinden. Quelle: (Barr, 1961 und Matthews, 1971).

FIGURE 3. Carte des lieux des grottes du Tennessee. Source: (Barr, 1961 et Matthews, 1971).

caves corresponds with the western escarpment of the Cumberland Plateau, while the other corresponds with the escarpment of the Highland Rim Low Plateau (Figures 1, 2, and 3). In both locations one finds a similar relationship between an erosionally resistant, essentially impermeable caprock and underlying erosionally weak limestones. The Pennsylvanian sandstones and conglomerates cap the underlying Mississippian limestones along the Cumberland Plateau Escarpment while the silicious Mississippian Fort Payne Formation caps the underlying Ordovician limestones along the Highland Rim Escarpment (Figures 1 and 2).

Along the Cumberland Plateau Escarpment one finds impressive examples of the weathering and erosional processes associated with caprock removal. The Cumberland Plateau caprock is being destroyed both vertically and horizontally. Vertical downwasting of the surface of the plateau results from chemical and mechanical weathering and erosion, the weathered material being removed by streams and springs which descend abruptly from the tableland plateau.

Along the edge of the plateau where the underlying Mississippian limestones are exposed, the caprock is being eroded by slope retreat. The limestones, being highly vulnerable to chemical solution, are eroding chemically at a rate appreciably greater than that of the overlying noncarbonate caprock, resulting in a steep escarpment. The lower limestone portion of the slope erodes rapidly, primarily by chemical solution, steepening the slope to the point where it exceeds its equilibrium angle. The caprock above then slides down the slope, often in the form of gigantic rockslides delivering boulders as large as 30 m³ to the bottom of the escarpment, sometimes three hundred meters below. This rapid chemical solution of the lower limestones forces the caprock to erode mechanically in order to restore, temporarily, an equilibrium angle. Thus by sapping the escarpment retreats, the caprock is removed, and the plateau area is reduced in size.

In the case of the Cumberland Plateau, caprock removal by slope retreat is being greatly assisted by the almost impermeable nature of the overlying caprock itself. The virtually impermeable layers of the caprock sequence tend to create a perched water table on the Cumberland Plateau causing streams to form caprock waterfalls as they drop off the plateau's edge onto limestone slopes below. Water highly aggressive in terms of its ability to dissolve calcium carbonate is thus poured directly onto the soluble limestones below. Due to this more intensive corrosion, caprock waterfalls have retreated for many kilometers back into the plateau, creating almost vertical canyons two hundred meters deep.

There is a strong correlation between caprock removal by slope retreat and conduit cave systems. Conduit caves have a swallet, where a surface-flowing stream sinks, and a resurgence, where the stream resurfaces at a spring. The discharge of the subsurface stream is usually increased by percolating water from joints and bedding planes, but the cave is primarily a conduit through which a subsurface stream flows from swallet to resurgence. It is postulated that conduit caves result primarily from subterranean invasion of surface streams and that both are directly related to caprock removal by slope retreat.

Hypothesized Model of Subterranean Stream Invasion, Conduit Cavern Development and Slope Retreat Along the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee:

Figure 4 is a schematic model of the hypothesized relationship between slope retreat and conduit cave systems along the western escarpment of the Cumberland Plateau. Subterranean stream invasion occurs along the edge of the retreating escarpment where surface streams leave the sandstone and shale caprock plateau and flow onto the Bangor Limestone. The Bangor Limestone has a high degree of secondary permeability along joints and bedding planes. Subterranean stream invasion often occurs at the contact between the overlying shales and underlying carbonates as indicated in Figure 4. Originally the stream represented in the diagram could have flowed down the escarpment as a surface stream on top of the Bangor Limestone. Subterranean stream invasion was initiated as a portion of the stream began to flow into and through the joints and bedding planes of the Bangor, resurfacing at the top of the essentially impermeable Hartselle Formation on down the slope. As the stream water flowed through the Bangor it gradually enlarged the most efficient route through the joints and bedding planes by corrosion. As the subsurface

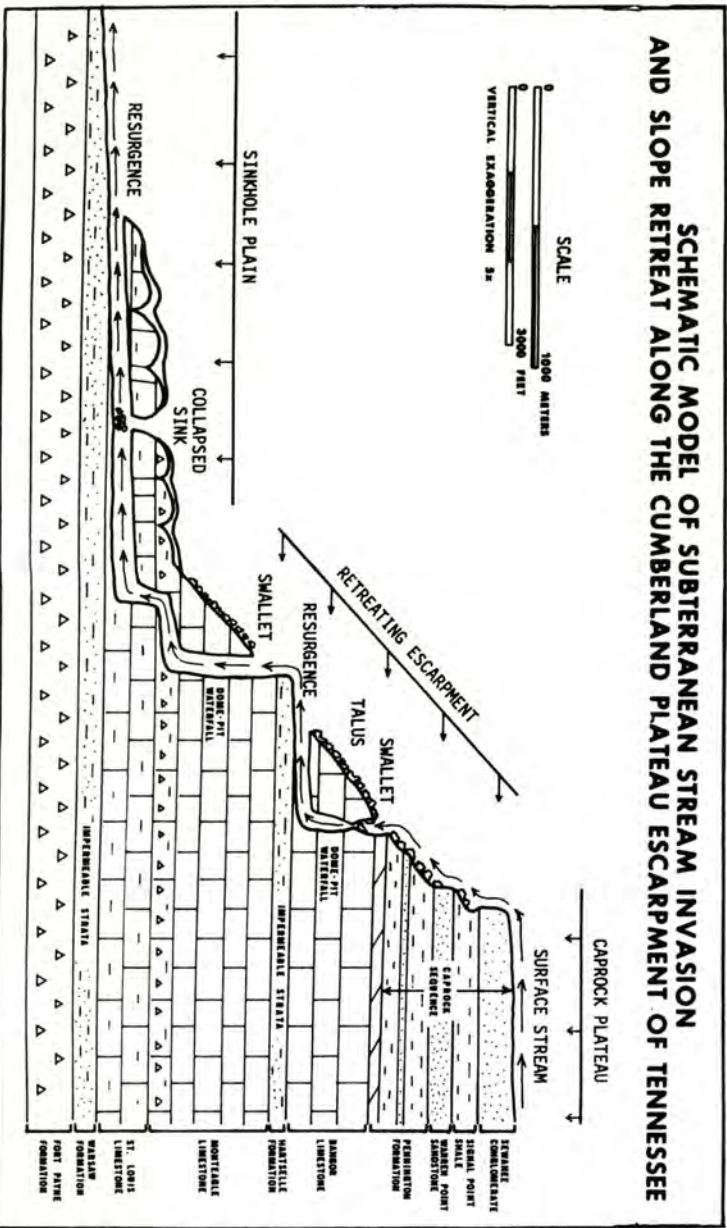


FIGURE 4. Schematic model of subterranean stream invasion and slope retreat along the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee.

Abbildung 4. Schematisches Modell der unterirdischen Strominvasion und des Hangrückgangs am Cumberland Plateau Escarpment von Tennessee entlang.

FIGURE 4. Modèle schématique de l'envahissement souterrain d'un cours d'eau et du retrait des pentes le long de l'Escarpement du Plateau Cumberland au Tennessee.

conduit was gradually enlarged, more and more of the stream began to flow through it until finally the entire stream was diverted underground. With enlargement of the subsurface conduit, suspended and bed loads began to travel through the system with the subsurface stream, further enlarging the cave by corrasion, particularly during floods.

The Hartselle sandstone is a very resistant and virtually impermeable formation; it is locally calcareous, with lenses of shale near the top and bottom. The Hartselle tends to be a structural base level or control for the stream caves which form in the overlying Bangor Limestone. Cave passages often form along the bedding plane which separates the Bangor Limestone from the Hartselle. This will occur however, only if the dip is toward the escarpment. If the dip is away from the escarpment, the cave passage will form above the Bangor-Hartselle contact except at the point where the cave stream breaches the Hartselle. The Hartselle Formation thus acts as a "spillover" layer and therefore as an elevation control for the cave development in the overlying Bangor Limestone.

Where the strata are horizontal, the cave passage varies back and forth from joint to bedding plane in the Bangor Limestone, and the Hartselle Formation forms the floor of the cave only where it is breached by the cave stream at or near the edge of the escarpment (Figure 4). Since the stream cannot have zero gradient, which would be the case if it flowed directly on top of the horizontal Hartselle Formation, it will establish the lowest possible gradient above the Hartselle in the Bangor Limestone. Although the Hartselle will remain at constant elevation as the escarpment retreats, the control point (where the stream drops off the Hartselle) will be moving upstream. This will cause the stream to lower its bed by downcutting or possibly to erode a lower passage. In virtually all cases the impermeable Hartselle Formation controls the elevation of the stream caves in the overlying Bangor Limestone.

The erosionally resistant Hartselle Formation usually forms a structural bench about halfway down the escarpment. Here a resurgence of an invading caprock stream sometimes occurs as depicted in the model (Figure 4). The stream flows for a short distance as a surface stream before dropping off the Hartselle into a sink or a vertical shaft which it has enlarged in the Monteagle Limestone below. Near the base of the Monteagle are resistant and relatively impermeable layers of chert and shale which appear to be the control for the numerous large cave systems in this formation. The resurgences of many of these subsurface streams occur near the base of the Monteagle Limestone. However, in other cases subsurface streams breach this control and drop into the St. Louis Limestone below, often resurging on top of chert, shale, or dolomite layers. The top of the Warsaw Formation appears to be the lowest control for subsurface streams in the overlying St. Louis Limestone. The Warsaw is a sandy limestone and has thin zones of shale throughout. It leaches to a sandstone and often outcrops as a sandy bench along major streams at the foot of the escarpment. However, in some areas a relatively pure limestone occurs at the top of the Warsaw Formation, and in these areas the control is usually about twenty meters below the top of the Warsaw. Therefore, the resurgence at the base of the escarpment will occur somewhere between the lower Monteagle and upper Warsaw Limestones. The resurgence is normally perched upon impermeable strata and not concordant with the surface-flowing streams which reveal the elevation of the water table at the base of the escarpment. The ability of a subsurface stream to breach the several shale and chert control layers depends upon 1) stratigraphic variation in the thickness and permeability of the control layers, 2) the size of the subsurface stream, 3) the extent to which surface streams at the base of the escarpment have lowered their channels.

In Figure 4 the area depicted as the sinkhole plain begins at the base of the retreating escarpment and extends outwards for several kilometers. It is hypothesized that it is a product of caprock removal by slope retreat and that it is left behind as the escarpment retreats. The limestones of the sinkhole plain are covered by a layer of primarily noncalcareous regolith and Quaternary alluvium and colluvium which is considerably less soluble than the underlying carbonates. The regolith is a residual material derived primarily from the weathering of the lower Monteagle and St. Louis Limestones, which contain a relatively high percentage of non-calcareous materials. In addition, extensive areas of Quaternary alluvium and colluvium cover the sinkhole plain. It is primarily caprock material which has been

deposited at the base of the escarpment and consists of clay, silt, and fine-to-medium-grained sand with some very coarse quartz grains and well-rounded quartz pebbles. Rather small dendritic caves characterize the subsurface hydrologic environment of the sinkhole plain, the dendritic caves being fed by percolation and by short ephemeral streams which flow upon the regolith cover of the plain into swallets after hard rains. The aggressive water of these sinking streams probably plays a major role in the development of the rather small caves of this region. The sinkhole plain is being lowered by vertical downwasting associated with corrosion along the bedrock-regolith interface and by sinkhole collapse into the numerous small streams which underlie the plain. (Crawford, 1979a).

Hypothesized Model of Subterranean Stream Invasion and Karst Valley Development in Back of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee:

The strata along the retreating Cumberland Plateau Escarpment is rarely horizontal. Where the local dip is toward the escarpment, caprock removal is often accelerated by a special type of subterranean stream invasion which often occurs several kilometers in back of the retreating escarpment. Figure 5 (Figure 5A through 5I) is a hypothesized schematic model of subterranean stream invasion and slope retreat as it occurs in a structurally high area, such as a slight anticline, near the retreating escarpment. The following explanation accompanies the time sequence illustrated in Figures 5A through 5I.

(A) The underlying limestones are protected by caprock. Subterranean stream invasion has occurred near the middle of the retreating escarpment.

(B) Weathering and erosion by the downcutting stream have lowered the caprock, thus exposing the underlying Bangor Limestone at the top of the anticline. Stream invasion has begun as some of the highly aggressive stream water begins to flow into and through the joints and bedding planes of the limestone. As the joints and bedding planes are gradually enlarged by solution, more and more of the stream will be diverted to the subsurface conduit system. Corrosion will become a factor in cavern enlargement as suspended and bed loads begin to move through the system.

(C) Subterranean stream invasion is complete; the surface stream is now flowing into a well-developed conduit cave. The stream re-surges at a spring on top of the erosionally resistant and almost impermeable Hartselle Formation. In this case the Hartselle forms the floor of the cave and its dip determines the stream gradient, the cave being formed along the bedding plane between the Hartselle and the Bangor Limestone.

A karst valley has formed where the underlying Bangor Limestone was exposed. Rapid chemical solution has lowered the limestone in relation to the surrounding caprock and created the large depression. Also, slope retreat by sapping has increased the diameter of the depression. The floor of the karst valley has a covering of alluvial material which has resulted primarily from deposition during frequent floods. During floods the valley may be covered by a lake for several days before the cave system can absorb the excess water. The horizontal cave passage at the level of the alluvium represents a flood discharge passage, formed by repeated floods.

(D) The karst valley has eroded down to the resistant Hartselle Formation. Further downwasting will be very slow, but the valley will continue to increase in diameter by slope retreat. The resistant and impermeable Hartselle Formation is now a caprock for the underlying Monteagle Limestone.

(E) The Hartselle has been breached by the downcutting stream, and subterranean stream invasion is repeated.

(F) Subterranean stream invasion is now complete. The original cave system which formed on top of the Hartselle Formation is now an abandoned subsurface stream conduit, a cave without a stream.

(G) The karst valley has eroded down to the resistant and essentially impermeable Warsaw Formation.

(H) At the left of the diagram the caprock has been completely removed by vertical downwasting and slope retreat. Notice that without the protective caprock the Bangor Limestone has been rapidly eroded, primarily by vertical downwasting.

(I) The Bangor Limestone which occupied the rounded top of the outlying mountain in Figure 5H has now been completely removed. The resistant Hartselle Formation now caps what is in fact a mesa. In

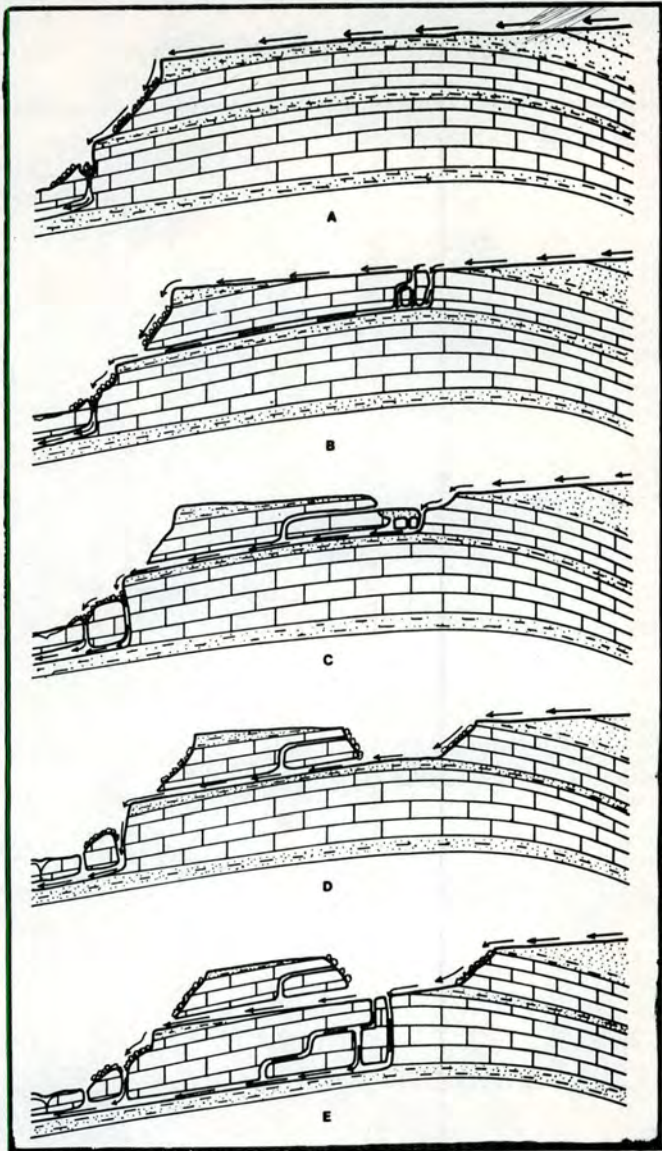
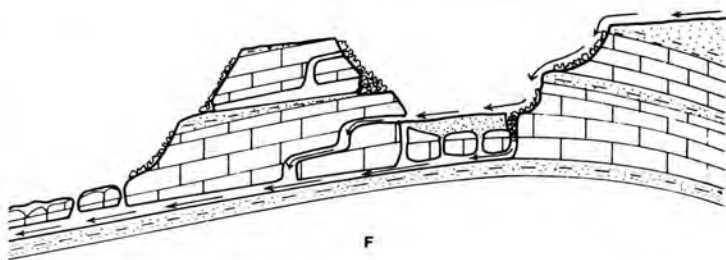


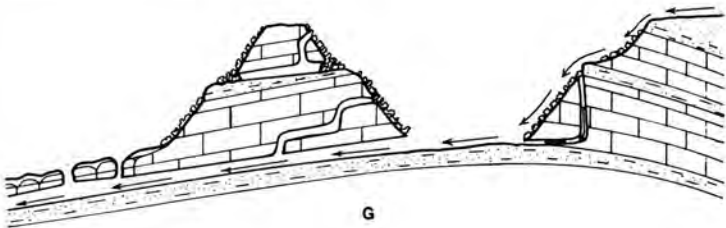
FIGURE 5. Schematic model of subterranean stream invasion and karst valley development in back of the Cumberland Plateau Escarpment.

Abbildung 5. Schematisches Modell der unterirdischen Strominvasion und der Karsttalentwicklung hinter dem Cumberland Plateau Escarpment.

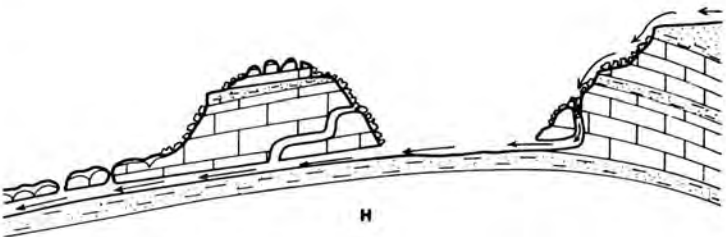
FIGURE 5. Modèle schématique de l'envahissement souterrain d'un cours d'eau et du développement d'une vallée karstique derrière l'Escarpement du Plateau Cumberland.



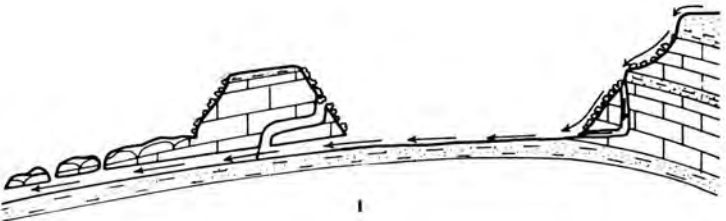
F



G



H



I

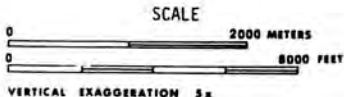


Figure 5 (cont'd); Abbildung 5.

SCHEMATIC MODEL OF SUBTERRANEAN STREAM INVASION AND KARST VALLEY DEVELOPMENT IN BACK OF THE CUMBERLAND PLATEAU ESCARPMENT

time the outliers will be removed and the Cumberland Plateau Escarpment will have retreated at a considerably faster rate due to subterranean stream invasion and karst valley development in back of the escarpment. (Crawford, 1979a and 1979b).

Hypothesized Model of the Relationship Between Subterranean Stream Invasion, Slope Retreat, Surface Morphology, Subsurface Hydrology, Conduit Cavern Development, Structure and Stratigraphy Along the Cumberland Plateau Escarpment:

1. Conduit caves are formed by subterranean stream invasion along retreating escarpments produced by the more rapid chemical erosion of underlying carbonate rock.
2. Invasion occurs near the contact between the impermeable caprock and the underlying limestone as surface streams flow down the escarpment.
3. Invasion by a surface stream is initiated when highly aggressive stream water begins to flow through joints and bedding planes to a resurgence at the base of the escarpment.
4. After the aggressive water has solutionally enlarged the subterranean stream conduit, the suspended and bed loads of the invading stream are carried through the conduit, thus further enlarging the cave by corrosion.
5. Both chemical and mechanical erosion are greatly accelerated during floods when aggressive runoff water contributes a much larger percentage of the total discharge entering caves at swallets.
6. Caves are enlarged almost exclusively by swallet water and vertical shaft (dome-pit) water from the clastic caprock aquifer. Of the two types of diffuse input, vertical shaft (dome-pit) and percolation, only vertical shaft water is aggressive to calcium carbonate when it enters the cave environment. Vertical shaft water drops directly from the caprock into the underlying limestone through joints which have opened primarily due to the release of confining pressure near the edge of the escarpment. It is from the clastic caprock aquifer and has not had appreciable contact with calcium carbonate. Therefore it is similar, in terms of its aggressivity, to water from clastic caprock streams which enters caves at swallets. Subsurface streams fed by vertical shafts form conduit caves in a fashion similar to that of subsurface streams fed by swallets. The importance of floodwater and corrosion however, are probably less, and this may account for the smaller dimensions in terms of cross-sectional area of most of these caves.
7. As percolation water passes through the soil it becomes highly aggressive due to the high percentage of carbon dioxide in the soil atmosphere. It dissolves large quantities of limestone at the regolith-bedrock interface. However, the aggressive water quickly becomes saturated, or near saturated, on initial contact with limestone and therefore dissolves very little calcium carbonate as it continues to percolate down through the joints and bedding planes. When the percolation water enters the cave atmosphere where the carbon dioxide content is very low, approximately the same as the normal atmosphere, it loses carbon dioxide and thus becomes supersaturated with calcium carbonate. Therefore, percolation water, although capable of dissolving large quantities of limestone at the regolith-bedrock interface and transporting it via joints and bedding planes to cave streams, is inconsequential in the enlargement of the conduit cave systems themselves. It is, however, believed to be the most important process in the general solution of the underlying limestone strata along the escarpment and thereby greatly influencing the retreat of the Cumberland Plateau Escarpment.
8. A subsurface stream takes a "stair step" route down the escarpment due to the presence of resistant, almost impermeable layers of shale, sandstone, chert, and even dolomite and limestone.
9. These resistant impermeable strata tend to act as controls, or base levels, for cave development.
10. The impermeable strata do not create perched water tables (in the sense of continuous horizontal planes of water) but do control the elevation of individual subsurface streams.
11. Normally, subsurface streams flow down dip, floored by resistant, impermeable strata. (Not always however, because an impermeable layer can still be a control, or "spillover level" for a subsurface stream even when it flows against the dip).
12. Subsurface streams rarely flow directly down the true dip of the strata; they usually flow somewhere between the true dip and the

strike. The actual route taken by the subsurface water down the dip, (and consequently cavern development), is greatly influenced by jointing.

13. Subsurface waterfalls erode vertical shafts (dome-pits) where subsurface streams break through impermeable layers.

14. A sinkhole plain several kilometers wide, where the landscape is being eroded vertically, often follows the retreating escarpment. It is a product of limestones near the base of the escarpment which contain high percentages of less soluble material. As these limestones weather, they form a thick protective cover of regolith (Figure 6).

15. In areas of folded structure and even in areas of near horizontal structure where there is a structural high, (such as a slight anticline), in back of the retreating escarpment, a special type of subterranean stream invasion may occur. If the gradient of the Plateau stream is less than the dip of the structural high, the stream may cut through the caprock into the underlying limestone several kilometers in back of the escarpment, and a large karst depression called a karst valley, completely surrounded by caprock and several kilometers in diameter, will be formed (Crawford, 1980a).

ROAD LOG

Day 1: Bowling Green, Kentucky to Cumberland Caverns, Tennessee.

Lodging at Sparta.

Cumm. Mileage	Diff.	
0		Field trip begins at Western Kentucky University in Bowling Green.
6.0	6.0	Intersection of I-65 and Green River Parkway. Proceed south on I-65 toward Nashville.
26.6	20.6	Tennessee state line.
44.3	17.7	Begin descent from the Highland Rim Low Plateau into the Central Basin of middle Tennessee. The Highland Rim is a gently rolling upland completely surrounding the Central Basin which is about 122 meters lower in elevation. After descending the steep cuesta slope of the Highland Rim we will travel 121 kilometers across the Central Basin before climbing the eastern escarpment on the opposite side. The Central Basin was created by the excavation of the Nashville Dome, a structural high along the northeast-southwest trending Cincinnati Arch. The Fort Payne Formation is the caprock which maintains the steep Highland Rim escarpment. The Fort Payne is a silicestone (consisting of fragmental, silt-size and/or precipitated silica) and siltstone. It is only slightly calcareous and contains bands and nodules of chert. The Fort Payne is underlain by a thin carbonaceous shale of Devonian age, the Chattanooga shale, and the Ordovician limestone of the Central Basin. Caprock waterfalls occur where surface streams drop off the Fort Payne Formation, and underground in the Ordovician limestones vertical shafts and conduit caves direct water down the escarpment to springs near the base. Caves are particularly abundant along the higher eastern escarpment.
61.4	17.1	At intersection proceed in left lane onto I-24. Follow I-24 through Nashville toward Murfreesboro.
96.1	34.7	Take Exit 81B off of I-24 at Murfreesboro and proceed north on Route 231.
98.3	2.2	Turn right (east) at red light onto Route 70 South and Route 41.
98.8	.5	Turn left (east) onto Mercury Road at red light and proceed toward McMinnville on Route 70 South.
	9.7	

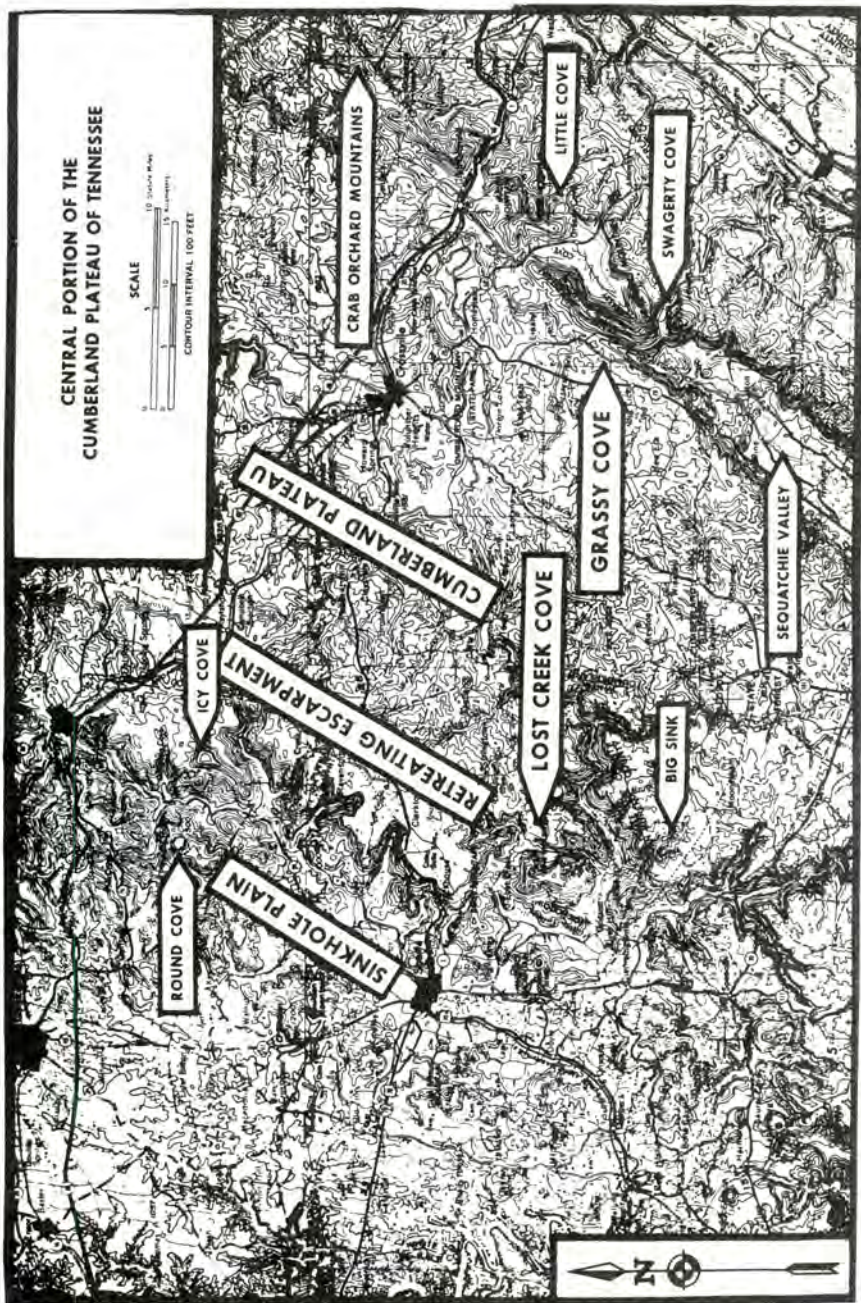


FIGURE 6. Topographic map of the central portion of the Cumberland Plateau of Tennessee.

Abbildung 6. Topographische Karte des mittleren Teiles des Cumberland Plateau von Tennessee.

FIGURE 6. Carte topographique du centre du Plateau Cumberland au Tennessee.

108.50		Outlying hills of the Highland Rim, capped by Fort Payne Formation.
	10.90	
119.40		Begin ascent of the eastern escarpment of the Highland Rim.
	.50	
119.90		Dark greenish-black rock, about eight meters thick in road cut is the Chattanooga shale. Above this oil shale is the Fort Payne Caprock.
	.90	
120.80		Top of the escarpment. Notice the cherty Terra Rossa exposed in road cuts while traveling across the Highland Rim Low Plateau.
	15.80	
136.60		Turn left on Route 70 South By-Pass around McMinnville and proceed on Route 70 South toward Sparta.
	6.70	
143.30		Triangle Junction. Junction of Route 70 South and Route 30. Turn right onto Route 30 and then immediately turn right onto Shellsford Road and follow signs to Cumberland Caverns. We are traveling across the sinkhole plain at the base of the Cumberland Plateau as we proceed toward Cardwell Mountain, an outlier of the Plateau.
	7.80	
151.10		Park in Cumberland Caverns Parking Area.

Stop 1: Cumberland Caverns

Cumberland Caverns is the longest cave system in Tennessee with over 45 kilometers of mapped passages. It is also noted for its large rooms. The Hall of the Mountain King is 183 meters long, 46 meters wide and 43 meters high. Devil's Quarry is 152 meters long, 38 meters wide, and 9-24 meters high. Grand Hall is 152 meters long, 46 meters wide and 12 meters high. The Waterfall Room is 91 meters long, 61 meters wide and 24 meters high.

The cave is beautifully decorated with large calcium carbonate speleothems. Monument Pillar, a five meter high, pure white stalagmite, with large calcite crystals imbedded in its surface, and a green pool of water at its base may very well be the "most beautiful speleothem" as advertised. Beautiful and delicate calcium sulphate speleothems, such as, gypsum flowers, angel hair, and gypsum needles decorate some of the dryer and less accessible passages.

Cumberland Caverns is an old cave and obviously formed during a time when the hydrogeologic setting was considerably different than it is today. The cave has formed in the Monteagle Limestone with major passages trending north-northwest beneath a Hartselle Sandstone bench along the south slopes of Cardwell Mountain, an outlier of the Cumberland Plateau. It is believed that Cumberland Caverns was formed by underground streams in a fashion similar to that of other large caves along the Cumberland Plateau escarpment. However, this assumption is highly speculative. The nearby Collins River is now 46 meters below the level of the cave and evidence of the routes taken by ancient cave streams have been obscured by breakdown and fluvially deposited sediments.

Cumm.

Mileage	Diff.	
	0.00	
151.10		Retrace route to Triangle Junction and turn right (north) on Route 70 South towards Sparta.
	20.70	
171.80		Turn left (north) on Route 111.
	1.40	
173.20		Turn right (east) on Route 70 toward Sparta.
	.40	
173.60		Lodging at Tennessee Motel on right.

Day 2: Sparta, Tennessee to Fall Creek Falls State Park, Tennessee

	0.00	
0		Begin road log at the intersection of Highway 111 and 70S. Proceed south on 111. You will be driving across the sinkhole plain as you

		proceed south from Sparta. The Cumberland Plateau Escarpment is on your left (east).
2.00	2.00	Cross over Calfkiller River.
4.40	2.40	Turn left onto paved county road at intersection and proceed east.
4.50	.10	Continue on main road (left) at intersection.
5.50	1.00	Turn right onto Hickory Valley Road and proceed east.
6.35	.85	Turn left at intersection and proceed east.
9.00	2.65	Turn left at intersection and proceed east.
10.75	1.75	Cross over Hickory Valley Branch (now on left of road as you proceed uphill towards Lost Creek Cove.)
11.05	.30	View of Cumberland Plateau Escarpment on left. Notice sandstone bluffs near the top.
11.75	.70	Top of Hill. Begin gradual descent. <u>You are now in Lost Creek Cove.</u>
12.35	.60	Small stream flowing into large sinkhole on left breaches Hartselle Formation and enters the underlying Monteagle Limestone. This water does not flow into Lost Creek.
12.85	.50	Turn right (straight ahead leads into the Dog Branch portion of Lost Creek Cove).
13.20	.35	View looking up Lost Creek on left. Outcrop of Bangor Limestone on right.
14.10	.90	Cross over Lost Creek. Water backs up past this bridge when the Cove floods.
14.20	.10	Notice large sandstone boulders on left--evidence of a previous rockslide.
14.50	.30	Road changes from paved to gravel. Sandstone boulders on right slid down the escarpment due to the sapping of the erosionally weak Bangor Limestone and Pennington Shale from under the sandstone caprock.
14.70	.20	Park beside road and walk through gate in fence to view the swallet of Lost Creek, located about 200 meters to the right of the road.

Stop 2: Lost Creek Cove

Dye traces of the Lost Creek subsurface drainage system revealed that Lost Creek after sinking in the southern end of Lost Creek Cove flows southeast one kilometer to a resurgence at Upper Dodson Cave, located directly upon the Hartselle Formation. The Creek then drops off the Hartselle Formation as Lost Creek falls into a large collapse sinkhole in the underlying Monteagle Limestone. It then takes a stair step route down through the Monteagle Limestone, as indicated by the waterfall in Lost Creek Cave. From here the water works its way down to the base of the St. Louis Limestone, presumably crossing one resistant layer of shale or chert after another to a final resurgence directly on the St. Louis-Warsaw contact.

A comparison of the topography, the stratigraphy, the structure, and the subsurface drainage in the Lost Creek Cove area revealed a very close match with the hypothesized model (Figure 5). Geologic mapping confirmed the presence of a structural high under Lost Creek Cove and dye traces revealed a subsurface drainage system as outlined in the model.

In the past, Lost Creek apparently flowed upon the caprock, down off a structural dome into Dry Creek, thus taking a surface route to

the Caney Fork River. After lowering its stream bed to an elevation of approximately 396 meters it intersected the Bangor Limestone at a location in back of the Cumberland Plateau Escarpment. Subterranean stream invasion was initiated as water began to flow into and through the joints and bedding planes of the Bangor Limestone to a resurgence on the Caney Fork River at the base of the escarpment. Since that time Lost Creek Cove has increased in size and depth becoming a large karst valley completely surrounded by non-carbonate rock.

At one time a surface tributary flowing from northwest to south-east must have joined Lost Creek at about the center of the Cove. Unlike the Dog Cove prong of Lost Creek Cove to the east, this prong does not have a stream. Apparently this tributary now flows underground as the Hartselle Formation has been breached in three places. A small stream is presently flowing into each of these sinks. It is only a matter of time before Lost Creek itself will cut through the impermeable Hartselle Formation and form a subsurface conduit through the underlying Monteagle Limestone. Thus, in the distant future it is expected that Lost Creek Cove will become an even larger and deeper karst valley floored by the resistant Warsaw Formation. Even further into the future Lost Creek Cove will cease to be a karst valley as the retreating Cumberland Plateau Escarpment encroaches on it. (Crawford, 1979a and 1980b).

Cumm.

Mileage	Diff.	
	.05	
14.75		Start uphill out of Lost Creek Cove. Large sandstone boulder on left.
	.10	
14.85		Cross over saddle. You are now out of Lost Creek Cove.
	.10	
14.95		As you descend the Cumberland Plateau Escarpment, notice the numerous Pennsylvanian sandstone and conglomerate boulders which have broken loose and slid down on top of the Mississippian shales and carbonates.
	.30	
15.25		Park on right side of road leaving room for cars to pass. Notice the two small springs perched upon the Hartselle Formation, one on each side of the road.

Stop 3: Lost Creek Cave

Take the trail down to the bottom of Lost Creek Sink. Lost Creek Sink is a massive collapse sinkhole which has occurred where Lost Creek, which sank in Lost Creek Cove, drops off the Hartselle Formation. Lost Creek resurges from Upper Dodson Cave, flows about 75 meters perched upon the Hartselle Formation, and drops about twenty-five meters into Lost Creek Sink. It sinks into the Monteagle Limestone at the base of the waterfall. Lost Creek can be viewed again in Lost Creek Cave as it drops off a twenty meter underground waterfall. The entrance to Lost Creek Cave is directly across the floor of the sink from the waterfall. Those wishing to do so, may walk about 700 meters into the cave to view the underground waterfall. Lost Creek flows into a siphon at the rear of Lost Creek Cave. It has been dye traced to The Pools and then to Island Spring on the Caney Fork River at the base of the escarpment.

	.10	
15.35		You are now directly above the entrance to Lost Creek Cave. Lost Creek Waterfall is on the opposite side of the sink.
	.10	
15.45		End of Lost Creek Sink. Continue down the Escarpment along Dry Creek Valley.
	1.85	
17.30		Turn right. Jeep trail straight ahead goes to the dry bed of the Caney Fork River.
	.10	
17.40		Cross over Dry Creek.
	.90	
18.30		Cross over Caney Fork River at The Pools. During dry periods, usually through the summer and

		fall, the entire Caney Fork River sinks and flows underground through the Caney Fork River Subsurface Cut-Off, and the stream bed is dry downstream for seven kilometers. The river resurges at The Pools but then goes underground again to a final resurgence at Island Spring.
18.40	.10	Sandstone boulders on left in roadcut are from a rockslide which occurred before the Escarpment retreated to its present location.
18.45	.05	Farm road on right goes to The Pools.
19.80	1.35	Cross over Caney Fork River, about one mile downstream from Island Spring.
20.35	.55	Turn sharp right onto gravel road just past house on right. Proceed north.
21.80	1.45	Turn left at intersection and park.

Stop 4: Island Spring

Island Spring, the final resurgence for the water from Lost Creek Cove and also for the Caney Fork River Subsurface Cut-Off is located about 700 meters to the south. Wallace Creek Spring, the resurgence for Hickory Valley Branch, is also located at this stop.

22.75	.95	Hartselle - Monteagle contact.
22.80	.05	Paved road. You are now on top of a mesa, capped by the Hartselle Formation with some Bangor Limestone. This is an outlier of the Cumberland Plateau.
24.00	1.20	Begin steep descent down the other side of mesa.
24.85	.85	Cross over Hickory Valley Branch and turn right at intersection. Proceed north.
25.50	.65	Turn left (west) at intersection. On left is a good view of Hickory Valley.
26.10	.60	Turn left (west) at intersection. (Dumpsters in center of intersection). We are now back on the road we came in on, having made a large loop through the Hickory Valley - Lost Creek Cove area.
27.40	1.30	Turn right and proceed north - if you come to a fork you have missed the correct right, turn - go back.
29.65	2.25	Turn right at intersection and proceed east. Sparta Country Club on right.
30.70	1.05	Leave the sinkhole plain and start up the Cumberland Plateau Escarpment.
30.75	.05	Monteagle - Hartselle contact.
30.95	.20	Turn right on Highway 70 South. Roadside park on right.
31.15	.20	Bangor Limestone on both sides of road.
31.30	.15	Pennington Formation on both sides of road. We have now reached the clastic caprock which protects the Cumberland Plateau.
32.40	1.10	Turn left into scenic overlook. Good view of Escarpment, sinkhole plain, and outlying mesas on left, sandstone caprock on right. Continue on to highway. This is only a pause, not a stop. Proceed to Crossville on Route 70 South.

47.20	14.80	Cross Headwaters of Caney Fork River.
53.20	6.00	Crossville City Limit sign on right.
53.90	.70	Turn right onto Route 70 (West Street).
55.40	1.50	Turn left onto Lantana Road.
55.45	.05	Red light - turn right onto Route 127 (South Main Street).
58.95	3.50	Turn right at intersection. Proceed south on Route 127.
59.75	.80	Cumberland Mountain State Park. Entrance on right.
68.55	8.80	Begin descent into Sequatchie Valley. The steep dip of beds exposed in roadcuts are associated with the Sequatchie Valley Thrust Fault.
70.35	1.80	Turn left onto paved county road.
71.95	1.60	Turn left at intersection and proceed north.
72.85	.90	Turn left at intersection and continue north.
74.85	2.00	Cross over Sequatchie River.
76.15	1.30	Cross over Sequatchie River and start up Devilstep Hollow.
76.55	.40	Turn onto dirt road (more like a jeep trail).
76.85	.30	Turn left into field, follow farm road about 100 meters and park. From here we will walk a short distance to Head of Sequatchie Spring, Head of Sequatchie High Water Spring, and to the entrance of Devilstep Hollow Cave. Bring a flashlight if you want to see where the water from Grassy Cove resurges in Devilstep Hollow Cave (it is only about 100 meters from the massive cave entrance). From Devilstep Hollow Cave the stream from Grassy Cove flows underground to resurge at Head of Sequatchie Spring and, during high water, at Head of Sequatchie High Water Spring.

Stop 5: Sequatchie Valley - Head of Sequatchie Springs

Grassy Cove is drained by Cove Creek which flows into Mill Cave on the northwest side of the Cove. From here the stream takes a sub-surface route under Brady Mountain to a large spring at the head of Sequatchie Valley, eleven kilometers to the southwest (Figure 7). The spring is the beginning of the Sequatchie River and is appropriately named Head of Sequatchie.

To the southwest of Grassy Cove is another impressive physiographic feature, the Sequatchie Valley (Figure 7). The Valley is a deep incision approximately six to eight kilometers wide with a floor 400 to 500 meters below the Cumberland Plateau. The precipitous walls on either side of the canyon extend in virtually a straight line, cutting into the Plateau from the south for over 90 kilometers. It is a classic example of an anticlinal valley, having formed along the Sequatchie Anticline. The Sequatchie Anticline is a thrust faulted anticline and represents a continuation of Valley and Ridge type of structure into the Appalachian Plateaus Province (Figure 8).

The geomorphic history of the Sequatchie Valley has been a story of an anticlinal mountain being changed into an anticlinal valley. The anticlinal mountain still exists along the northernmost portion of the Sequatchie Anticline, north of Crab Orchard Cove. Between the anticlinal mountain and the head of the Sequatchie Valley is an area approximately twenty kilometers long which is transitional between mountain and valley (Figure 7). This is a region of karst valleys, locally referred to as coves. Within this area are six major examples

AREA OF KARST VALLEY DEVELOPMENT
ALONG THE SEQUATCHIE ANTICLINE

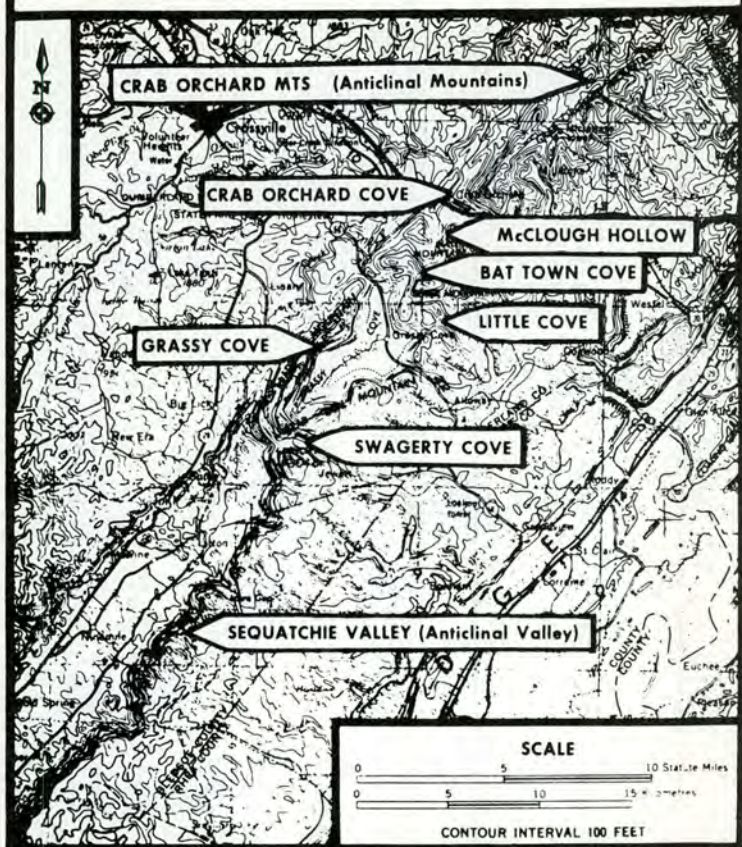
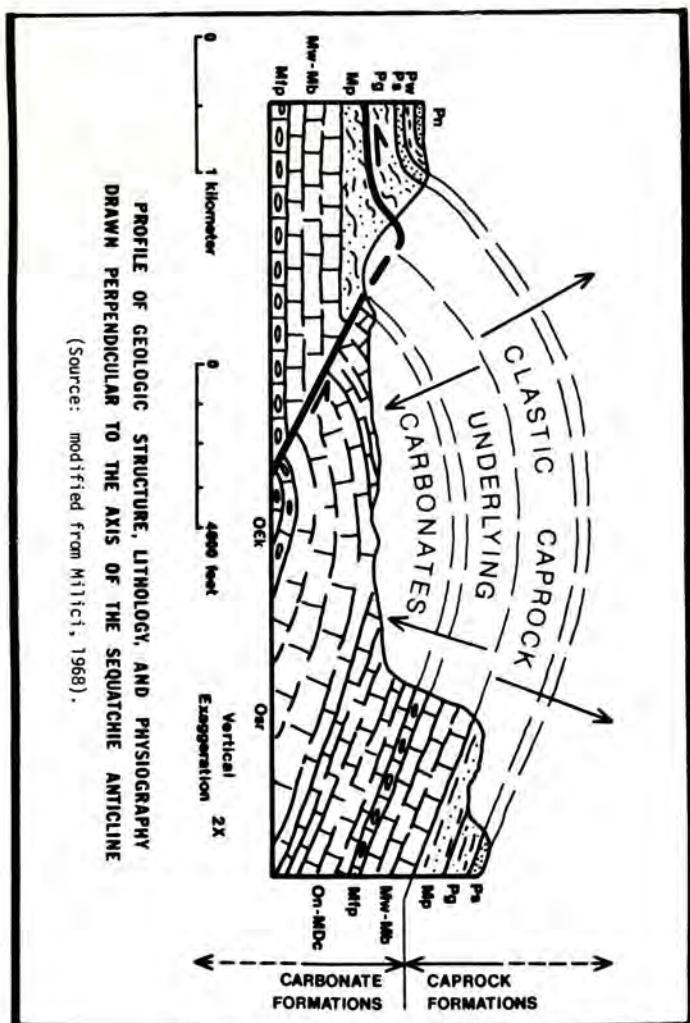


FIGURE 7. Area of karst valley development along the Sequatchie Anticline.

Abbildung 7. Gebiet der Karsttalentwicklung an der Sequatchie Anticline entlang.

FIGURE 7. Région de développement de vallée karstique le long de l'Anticlinal Sequatchie.



PROFILE OF GEOLOGIC STRUCTURE, LITHOLOGY, AND PHYSIOGRAPHY
DRAWN PERPENDICULAR TO THE AXIS OF THE SEQUATCHIE ANTICLINE
(Source: modified from Milici, 1968).

FIGURE 8. Profile of geologic structure, lithology, and physiography drawn perpendicular to the axis of the Sequatchie Anticline. Section was drawn across Sequatchie Valley one kilometer southwest of Head of Sequatchie Spring. Source: (modified from Milici, 1968).

Abbildung 8. Profil des geologischen Baues, der Lithologie und der Physiographie, perpendicular zur Achse der Sequatchie Anticline gezeichnet. Der Querschnitt lief quer über Sequatchie Valley, einen Kilometer südwestlich vom Head of Sequatchie Spring. Quelle: (modifizierte Version des von Milici (1968) abgebildeten Profils).

FIGURE 8. Profil de la structure géologique, de la lithologie, de la physiographie dessiné perpendiculairement à l'axe de l'Anticlinal Sequatchie. La section a été dessinée à travers la Vallée Sequatchie à un kilomètre au sud-ouest du Head of Sequatchie Spring. Source: (remanié de Milici, 1968).

of karst valley development. From north to south the major karst valleys are: 1) Crab Orchard Cove, 2) McClough Hollow, 3) Bat Town Cove, 4) Little Cove, 5) Grassy Cove, and 6) Swagerty Cove.

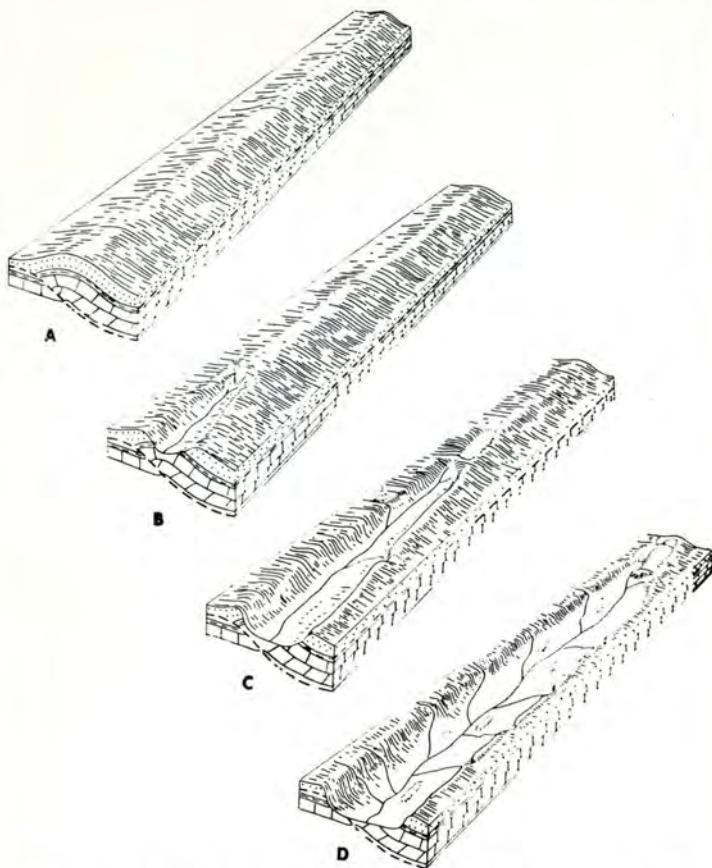
In this area caprock streams flowing down dip off the Sequatchie Anticline, on breaching the caprock, are diverted underground into the underlying limestones. Slope retreat by sapping proceeds in all directions away from the site of the initial invasion. Large karst valleys result from this subterranean invasion, and it appears obvious that karst valley development has played and continues to play, a major role in changing anticlinal mountain into anticlinal valley, thereby greatly affecting the rapid headward advance of the Sequatchie Valley along the Sequatchie Anticline.

By assimilation of karst valleys the Sequatchie Valley has advanced headward up the Sequatchie Anticline from the southwest toward the northeast (Figure 9). The anticlinal mountain is first reduced to karst valleys as surface-flowing streams are diverted underground, and finally the karst valleys are assimilated into the Sequatchie Valley itself as it advances headward. A very important factor which has contributed to the formation of karst valleys in a sequential fashion from southwest to northeast in advance of the Sequatchie Valley, has been the increased thickness of the Pennsylvanian caprock from southwest to northeast. The Pennsylvanian strata which cap the entire Cumberland Plateau increase in thickness from the southwest to the northeast; this increase also applies to the Sequatchie Anticline which has the same lithology as the surrounding Plateau. Thus it has progressively required more time for streams flowing down the dip of the anticline to cut through the Pennsylvanian caprock in a southwest to northeast direction. If the caprock along the anticline had been the same thickness from southwest to northeast, then streams would have cut through it at about the same time all along the anticline, and the sequential development of karst valleys from southwest toward the northeast would not have occurred. However, this does not appear to have been the case. Instead, karst valley development has marched right up the anticline from the southwest being followed by the headward advance of the Sequatchie Valley (Figure 9) (Crawford, 1979b and 1980a).

Cumm. Mileage	Diff.	
	.30	
77.15		Return to paved road and turn right. Continue up Devilstep Hollow.
	2.30	
79.45		Top of escarpment.
	2.40	
81.85		Cross over Daddy's Creek. Old mill on left.
	2.90	
84.75		Turn right on Route 127.
	.65	
85.40		Turn right at Homestead intersection onto Route 68.
	3.20	
88.60		Cross over Daddy's Creek.
	1.50	
90.10		Pass through Low Gap into Grassy Cove Polje. Notice deformed structure of road cut on left.
	.35	
90.45		Observe Northwest dip of the Sequatchie Anticline as you descent into Grassy Cove (Pennington Formation).
	.10	
90.55		Bangor - Pennington contact.
	.15	
90.65		Good view of Grassy Cove on right.
	.20	
90.85		Notice Hartselle bench halfway down Brady Mountain on right.
	.45	
91.30		Park at George Kemmer's General Store.

Stop 6: Grassy Cove - Mill Cave

Grassy Cove is a massive karst valley (actually an anticlinal polje), being approximately thirteen by five kilometers with a flat floor about 400 meters lower than the surrounding mountains. It is



SUBTERRANEAN STREAM INVASION, KARST VALLEY DEVELOPMENT, AND THE HEADWARD ADVANCE OF THE SEQUATCHIE VALLEY. Source (Miller, 1975).

FIGURE 9. Subterranean stream invasion, karst valley development and the headward advance of the Sequatchie Valley. Source: (Miller, 1974).

Abbildung 9. Die unterirdische Strominvasion, die Karsttalentwicklung und das Vorrücken des Sequatchie Valley in die Richtung des Talbeginns. Quelle: (Miller, 1974).

FIGURE 9. Envahissement souterrain d'un cours d'eau, développement d'une vallée karstique, et avance amont de la Vallée Sequatchie. Source: (Miller, 1974)

the largest karst valley on the Cumberland Plateau (Figures 6 and 7), probably the largest karst depression in North America, and one of the most interesting karst features in the world. Grassy Cove is so large that one almost has to view it from the air to perceive that it is indeed a karst depression. The Cove is the hollowed-out center of a large anticline; the flanks of the anticline remain as mountains surrounding the Cove, protruding 300 meters above the surrounding Cumberland Plateau and in places well over 400 meters above the floor of the Cove. In a way the Cove resembles a volcanic caldera, a great mountain with a large depression in the center.

We will walk to the stream entrance of Mill Cave. Bring your flashlight if you want to go about 100 meters back into the second entrance of Mill Cave to observe the underground stream and some vertical shafts where water is dropping off the Hartselle Formation. Mill Cave is the major drainage outlet for Grassy Cove. Cove Creek flows through Mill Cave and under Brady Mountain to a brief resurgence at Devilstep Hollow Cave and then to a final resurgence at Head of Sequatchie Springs in the Sequatchie Valley. (Crawford, 1977).

Cumm.

Mileage Diff.
1.10

92.40 Cross over Cove Creek. Road to right after creek, goes back into the Cove with Brady Mountain on the right and Bear Den Mountain on the left.

.90

93.30 Turn left onto gravel road.

.10

93.40 Straight ahead is a good view of the dip slope of McCullough Mountain in foreground (Hartselle Formation) and Black Mountain in background (Pennsylvanian caprock).

.75

94.15 Drive into field unless it is muddy and park.

Stop 7: Bristow Spring

At this stop we will look at Bristow Spring, the resurgence for the stream which flows into the swallet in Little Cove. Bring your flashlight if you wish to go just inside the entrance of Bristow Cave to observe the stream as it flows under McCullough Mountain. Little Cove has resulted from the subsurface invasion of the headwaters of Harris Branch (Figures 10 and 11).

.85

95.00 Turn around, drive back to the Highway (Route 68) and turn left. Nice view of the Cove on your right as you drive back to Route 68. The view is perpendicular to the anticlinal axis.

.60

95.60 End of Grassy Cove Anticlinal Polje. We are now back on the clastic caprock of the Cumberland Plateau.

7.50

103.10 Begin descent of Walden Ridge Escarpment at Grandview. This eastern escarpment of the Cumberland Plateau is a fault escarpment. Notice the steeply dipping rocks. From Grandview one can see 70 kilometers across the Great Valley of East Tennessee (Valley and Ridge Province) to the Smoky Mountains (Appalachian Mountains). East Tennessee was greatly deformed by thrust faulting and folding as the entire area was displaced towards the northwest during the collision of North America and northwest Africa approximately 250 million years ago. Since that time weathering and erosion have created a landscape of parallel ridges and valleys aligned in a northeast-southwest direction. Resistant rocks to erosion underlie the ridges while valleys have formed on weaker rocks. Karst areas are associated with northeast-southwest outcrops of limestones.

4.50

107.60 Turn right on Route 27 in Spring City.

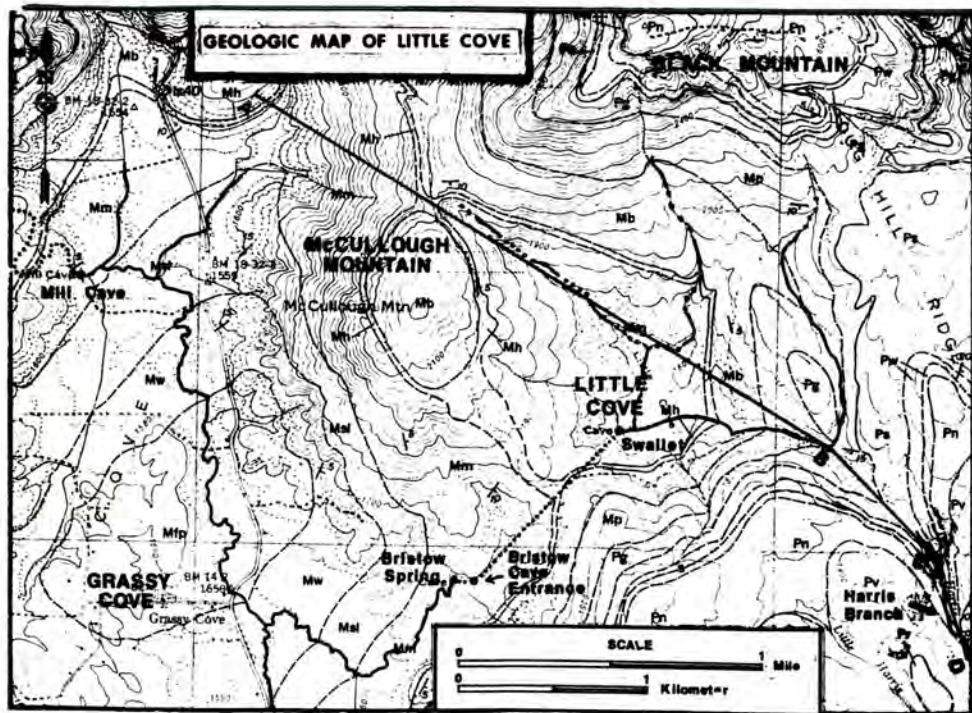


FIGURE 10. Geologic map of Little Cove. Abbildung 10. Geologische Karte von Little Cove.

FIGURE 10. Carte géologique de Little Cove.

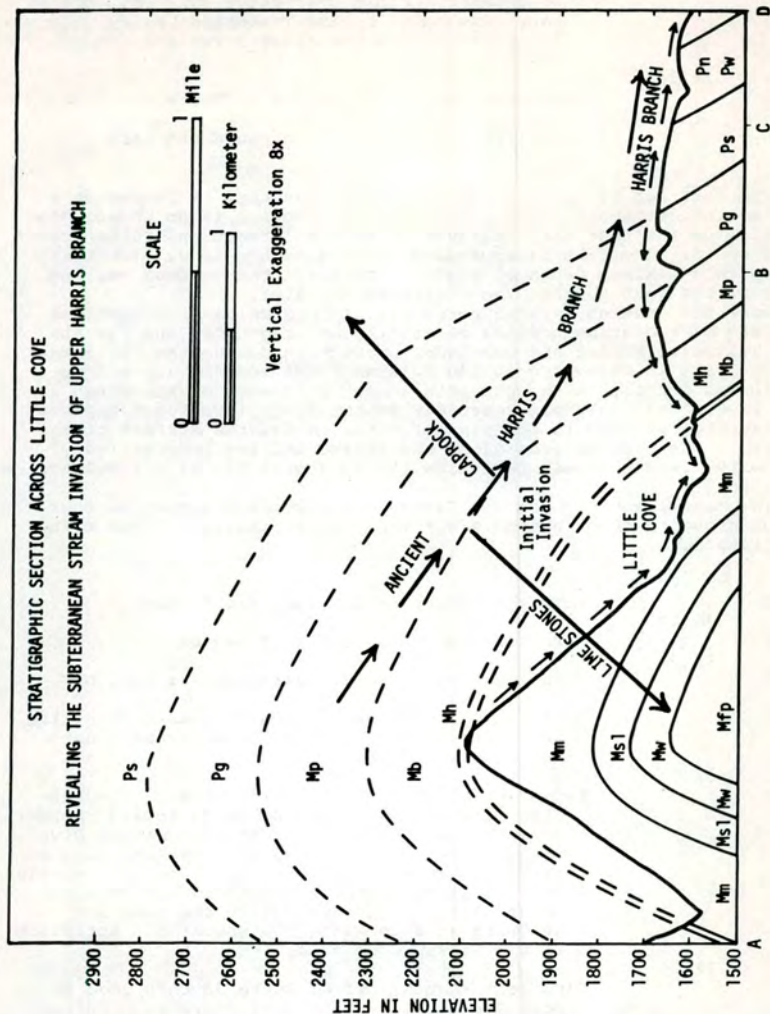


FIGURE 11. Stratigraphic sections across Little Cove revealing the subterranean stream invasion of Upper Harris Branch.

Abbildung 11. Stratigraphische Querschnitte durch Little Cove, welche die unterirdische Strominvasion der Upper Harris Branch aufzeigen.

FIGURE 11. Sections stratigraphiques à travers Little Cove qui montrent l'envahissement souterrain du cours d'eau Upper Harris Branch.

- 110.20 2.60 Turn left on Route 68 toward Watts Barr Dam and Sweetwater. Cross over Watts Barr Dam, one of many dams built by the Tennessee Valley Authority on the Tennessee River and its tributaries.
- 134.40 24.20 Enter Sweetwater. Continue on Route 68.
- 140.50 6.10 Turn left into Lost Sea Entrance and park.

Stop 8: The Lost Sea

The Lost Sea formerly called Craighead Caverns, is Tennessee's most visited commercial cave. The major attraction is an underground boat ride on the Lost Sea, believed to be the largest underground lake in the world. The lake is approximately 244 meters long, 67 meters wide, with a maximum depth of eighteen meters. The maximum ceiling height of the Lake Room is ten meters above water.

Lost Sea Caverns is also noted for its profusion of anthodites (clusters of radiating needles of calcite or aragonite) and for its large saltpetre mining and gunpowder production during the Civil War.

The cave is excavated in the Holston Formation and appears to have formed largely in the phreatic zone. Evidences of standing water levels that have progressively sought lower levels are apparent from the highest room to the present water table, the surface of the Lost Sea. The cave extends along the strike and the progressively lower water levels appear to follow the 30 degree dip of the Holston Limestone.

The management of Lost Sea Caverns is providing a special tour for our group, part of which is off the tourist trail. Please bring your flashlight.

- 140.70 .20 Return to Route 68 and turn right (north).
- 170.90 30.20 Turn left on Route 27 toward Dayton.
- 183.90 13.00 Turn right on Route 27 (Business) at Dayton.
- 184.30 .40 Turn right (west) onto Route 30 toward Pikeville. Begin ascent of Walden Ridge escarpment onto the Cumberland Plateau.
- 195.30 11.00 Begin descent into Sequatchie Valley. Spectacular view. Continue on Route 30 toward Spencer, down the escarpment, over the Sequatchie River, through Pikeville, and up the opposite side of the Sequatchie Valley. At one time this section of the Valley probably resembled the zone of karst valleys which presently precedes its headward advance along the Sequatchie Anticline in the Grassy Cove area.
- 214.50 19.20 Turn left (south) off of Route 30 onto road to Fall Creek Falls State Park entrance. Follow signs to Fall Creek Falls Inn.
- 226.50 12.00 Lodging. Park in Fall Creek Falls State Park Inn parking lot.

Day 3: Fall Creek Falls State Park, Tennessee to Cape Girardeau, Missouri

Cumm.

Mileage Diff.

- 0 Leave Fall Creek Falls Inn and follow signs to Fall Creek Falls.
- 2.90 Park at Fall Creek Falls overlook parking lot.

Stop 9: Fall Creek Falls

Fall Creek Falls State Park is located in an area along the western escarpment of the Cumberland Plateau which has been heavily dissected by deep canyons created by the retreat of caprock waterfalls. Streams drop off the resistant sandstones and conglomerates directly onto the weaker shales and limestones. The mist created by falling

water tends to weather and erode the chemically weak shales and limestones, thus enlarging the "plunge pool" at the base of the falls causing it to undercut the overlying sandstones and conglomerates. Finally the overhanging caprock falls into the "plunge pool" and the canyon extends headward.

At this stop we will view Fall Creek Falls, the highest waterfall in the eastern United States, and Cane Creek Canyon. Along the 700 meter trail to the bottom of the Falls we will see the weak and crumbly shale layers (Pennington Formation) which are eroding out from under the sandstones and large fissures in the overhanging caprock, as well as virgin forest and a spectacular view of the 78 meter waterfall.

Cumm. Mileage	Diff.	
2.90		Leave Fall Creek Falls parking area and proceed toward the South Entrance of the Park via the Archie Rhinehart Parkway.
11.30	8.40	Turn left (south) on Route 111.
11.60	.30	Turn right (west) onto paved county road.
20.50	8.90	Begin descent of Cumberland Plateau escarpment.
22.60	2.10	Turn left (west) on Route 30 toward McMinnville. Now traveling across sinkhole plain at base of escarpment.
32.50	9.90	Triangle Junction. Take Route 70 South toward McMinnville and then west toward Murfreesboro.
55.00	22.50	Begin descent from the Highland Rim Low Plateau down the 122 meter Highland Rim Escarpment into the Central Basin. This escarpment is similar to the Cumberland Plateau escarpment in that it is a result of a resistant caprock underlain by chemically weak limestones. The caprock is the Mississippian Fort Payne Formation, a silica-stone (consisting of fragmental, silt-size and/or precipitated silica) and siltstone. It is only slightly calcareous and contains bands and nodules of chert. It is underlain by a thin carbonaceous shale of Devonian Age, the Chattanooga shale. Hundreds, possibly thousands of caves have formed in the Ordovician limestones which underlie the Chattanooga. The hydrogeologic setting is very similar to that of the Cumberland Plateau escarpment. Caprock waterfalls occur where surface streams drop off the Fort Payne Formation and underground, vertical shafts and conduit caves direct water down the escarpment to springs near the base.
56.20	.70	Chattanooga shale exposed in road cut. It is a dark oil shale about ten meters thick.
56.90	.70	Base of the Highland Rim escarpment. We will travel across the Ordovician limestones of the Central Basin for 148 kilometers before climbing the Highland Rim escarpment on the opposite side. The Central Basin was created by the excavation of the Nashville Dome, a structural high along the northeast-southwest trending Cincinnati Arch. In places it is 183 meters lower than the surrounding cuesta slopes of the Highland Rim.
77.40	20.50	Turn right (north) on Route 70 South and Route 41 at red light in Murfreesboro.
77.90	.50	Turn left (south) on Route 231 at red light.
80.30	2.40	Turn right at Warrior Drive after crossing over I-24.

	1.90	
82.20		Turn left on Route 99.
	3.90	
86.10		Turn right onto Windrow Road after passing through Salem.
	1.70	
87.80		Cross over Overall Creek. (Overall Spring, the drainage outlet for most of the Snail Shell Karst is about 1500 meters upstream.)
	2.50	
90.30		Windrow Branch on right. This stream was at one time the headwaters for Nelson Branch which flows into the Harpeth River drainage basin but after lowering its bed and breaching impermeable strata along a structural high in the Ridley Limestone, it invaded the subsurface and began to flow down dip to a structural low at Overall Spring (Stone's River drainage basin) forming the north passage of Snail Shell Cave.
	.30	
90.60		Turn left at intersection.
	1.70	
92.30		Turn left onto jeep trail and park. We will walk about 200 meters along the trail to Snail Shell Karst Window. From the karst window we will go upstream in Snail Shell Cave in canoes for about 800 meters. Bring your flashlight.

Stop 10: Snail Shell Karst

The Snail Shell Karst is somewhat unique in that the surface is characterized by "glades" instead of dolines. "Glade" is a local term for areas with a very thin soil cover or exposed limestone. The glades have formed on the Ordovician Lebanon and Ridley Limestones which have very low percentages of insoluble (less soluble) residues. The thin soil is thus rapidly saturated with the onset of precipitation and saturation overland flow occurs over large areas. Therefore unlike many karst areas where precipitation quickly sinks directly into the underlying limestone, in the Snail Shell Karst, precipitation produces ephemeral streams which deliver runoff water via swallets into the underlying carbonate aquifer. Although some of the water sinks into the carbonate aquifer as percolation input along joints, it is believed that this water is usually supersaturated upon entering the cave system.

The overland flow which enters the cave system at swallets, particularly during floods, is believed to be aggressive to calcium carbonate since it has had less contact with limestone, and thus primarily responsible for forming the subsurface conduits in the Snail Shell karst area. Therefore, there appears to be a direct relationship between the glade topography which produces the overland flow and the underlying cave systems.

Dye tracing revealed two rather large subsurface streams which drain the Snail Shell Karst. The two streams combine in Lower Snail Shell Cave and resurge at Overall Spring. One of the subsurface streams begins at a swallet called the Gulf. It then flows through Nanna Cave, Echo Cave and into the Grand Canal passage of Lower Snail Shell Cave. In Lower Snail Shell Cave it joins the stream from Upper Snail Shell Cave which begins at a swallet fed by Windrow Branch (Figures 12 and 13).

The Snail Shell Cave system has formed along a ten meter layer of Ridley Limestone located between two layers with very low degrees of secondary permeability. Below this layer is an almost impermeable layer, the shaly Pierce Limestone. Above is a massive layer of Ridley limestone approximately five meters thick appearing to have very few joints. Observations of lithology at collapsed sinks revealed numerous joints in the limestone above and below this layer but not extending through it. At Snail Shell Karst Window three small streams issue from small caves at the top of this layer and drop over it into the stream which flows across the bottom of the sink. This massive layer forms the ceiling for much of the Snail Shell Cave System and very few joints are observed in the ceiling. It is obvious that this layer has a very low secondary permeability along joints, and it has been tentatively identified as a carbonate caprock. It is not as impermeable as the clastic caprocks along the Cumberland Plateau or Highland Rim but it does tend to divert and concentrate much of the water which passes through it into stream input at swallets.

HYDROLOGY AND GEOLOGY OF THE SNAIL SHELL KARST

ROCKVALE QUADRANGLE, BETHLEHEM COUNTY, TENNESSEE

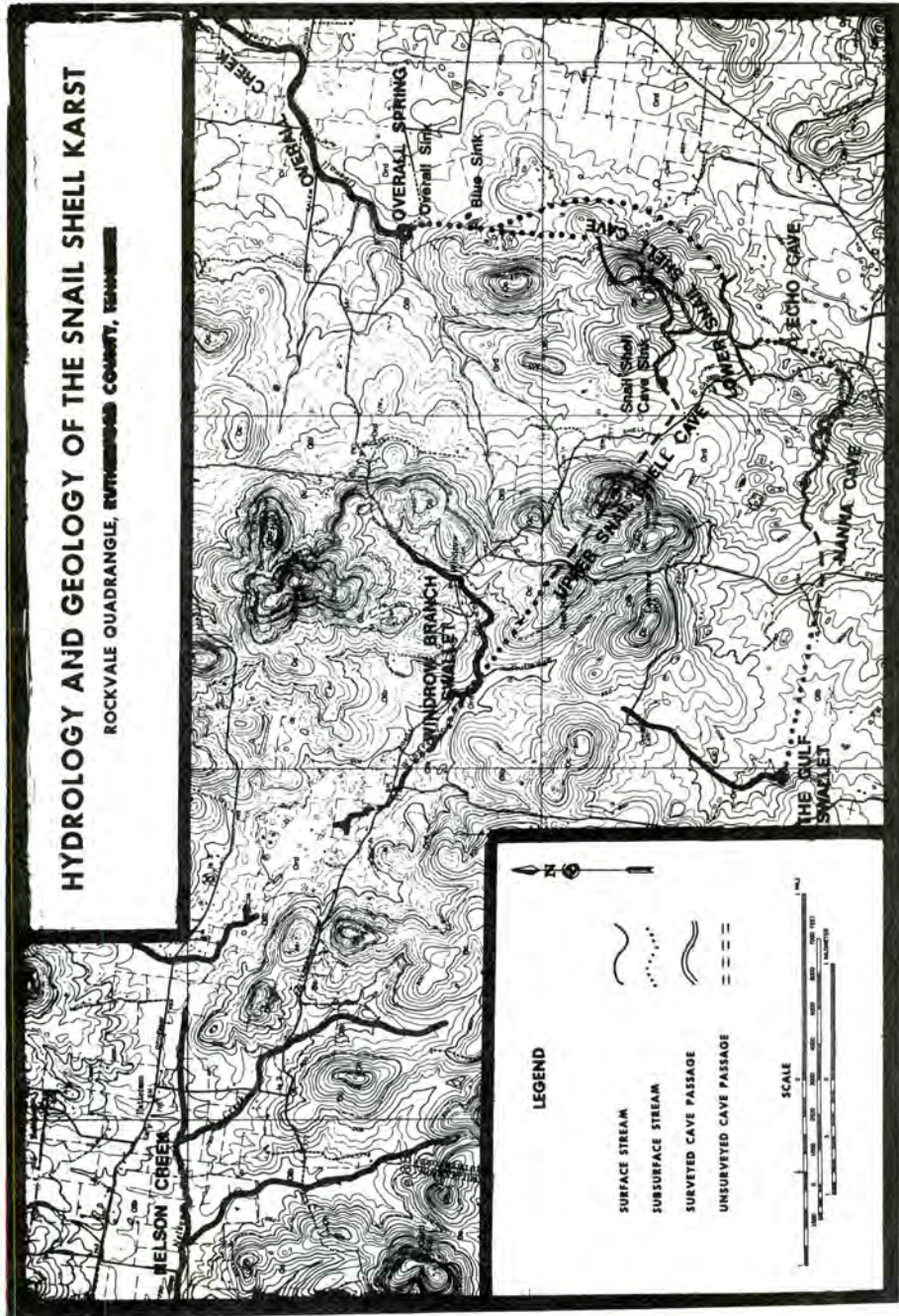


FIGURE 12. Hydrology and geology of the Snail Shell Karst.
 bildung 12. Die Hydrologie und Geologie des Snail Shell Karst.
 FIGURE 12. Hydrologie et géologie du Karst Snail Shell.

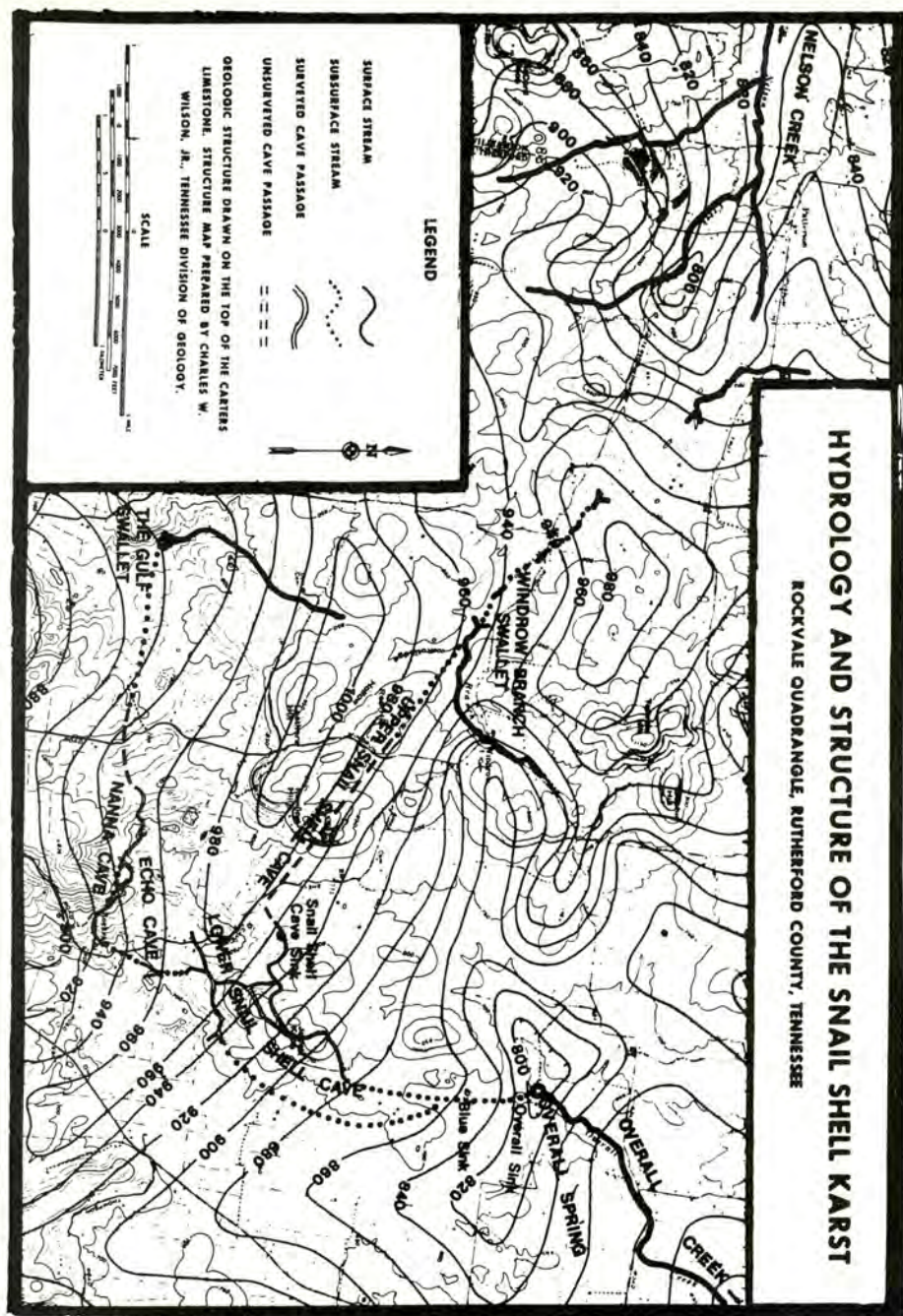


FIGURE 13. Hydrology and geologic structure of the Snail Shell Karst.

Abbildung 13. Die Hydrologie und der geologische Bau des Snail Shell Karst.

FIGURE 13. Forme hydrologique et géologique du Karst Snail Shell.

It appears that subterranean stream diversion of surface-flowing streams which cut through or break through this carbonate caprock in the Ridley Limestone is the process by which aggressive water enters the Snail Shell Cave System. Windrow Branch is a good example of subterranean stream diversion. At one time it appears that Windrow Branch was the headwaters for Nelson Creek which flows into the Harpeth River drainage basin, but upon lowering its bed, it cut through the caprock strata of the Ridley Limestone at a structural high and the stream was diverted underground into the layer of high secondary permeability in the lower Ridley. Water from Windrow Branch then reversed its original direction of flow as it began to flow down the dip, indirectly perched upon the less permeable shaley Pierce Limestone, to a structural low at Overall Spring. Overall Spring is in the Stones River drainage basin. Thus, subterranean stream invasion has resulted in the piracy of a stream which once flowed into the Harpeth River drainage basin (Figures 12 and 13). (Crawford, Steidl, and McCurdy, 1981).

Cumm. Mileage	Diff.	
	0	
92.30		Retrace route to I-24 in Murfreesboro.
104.30	12.00	Turn north on I-24 and continue through Nashville.
141.40	37.10	Continue on I-24 west towards St. Louis at intersection (left lane).
	7.70	
149.10		Leave the Central Basin. Begin ascent of the Highland Rim escarpment. Chattanooga Shale exposed in road cut. Fort Payne Formation exposed on up the escarpment.
	35.70	
184.80		Leave Tennessee. Continue through Paducah, Kentucky, toward Cape Girardeau, Missouri.
	165.00	
349.80		Bridge over Mississippi River on Route 146 at Cape Girardeau, Missouri. Proceed to lodging.

REFERENCES

- Barr, T. C., 1961, Caves of Tennessee: Tennessee Division of Geology Bulletin 64, 567p.
- Crawford, N. C., 1977, The Mill Cave drainage system: *Speleonews*, v. 21, N. 6, pp. 72-86.
- Crawford, N. C., 1979a, The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Part I: Subterranean stream invasion, conduit cavern development, and slope retreat in the Lost Creek Cove Area, White County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series No. 1, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 75 p.
- Crawford, N. C., 1979b, The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Part II: Karst valley development and the headward advance of the Sequatchie Valley in the Grassy Cove Area, Cumberland County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series No. 2, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 50p.
- Crawford, N. C., 1979c, Guidebook to karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment in the Lost Creek Cove and Grassy Cove Areas of Tennessee; Safford Centennial Society (Tennessee Professional Geologists) Field Trip 1979, 49p.
- Crawford, N. C., 1980a, The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Part IV: Erosional processes associated with subterranean stream invasion, conduit cavern development and slope retreat; Cave and Karst Studies Series No. 4, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 152 p.
- Crawford, N. C., 1980b, Karst geomorphology: Landscape evolution in areas where carbonate rock is overlain by clastic caprock; *Speleology Workshop Manual 1980*, pp. 29-52.
- Crawford, N. C., Steidl, P. and McCurdy, R., 1981, Hydrogeology of the Snail Shell Karst, Rutherford County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series No. 6, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 57p.

- Hack, J. J., 1966, Interpretation of Cumberland Escarpment and Highland Rim, South-Central Tennessee and Northeast Alabama: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 524-c, 16p.
- Matthews, L. E., 1971, Descriptions of Tennessee Caves: Tennessee Division of Geology Bulletin 69, 150p.
- Milici, R. C., 1968, The physiography of Sequatchie Valley and adjacent portions of the Cumberland Plateau, Tennessee: Tennessee Division of Geology Report of Investigations 22, 15p.
- Miller, R. A. 1974, The geologic history of Tennessee: Tennessee Division of Geology Bulletin 74, 63p.

GUIDEBOOK TO KARST AND CAVES OF THE
OZARK REGION OF MISSOURI AND ARKANSAS

INTRODUCTION

The Ozarks is a physiographic region of Missouri and Arkansas that is underlain by units of dolomite and limestone with lesser amounts of sandstone. Chert is relatively common throughout the section. The rocks range in age from Upper Cambrian through Carboniferous. Bedrock is generally mantled by residuum, formed from the insoluble residues of carbonate rocks removed by solution. The residuum is generally a few feet to a few tens of feet thick, but in some areas it may be more than 400 feet (125 m) thick.

The State of Missouri lies in the Midcontinent craton area. The craton is bounded by the Rocky Mountain Region to the west, the Appalachian Fold Belt to the east and the Canadian Shield to the north. Structurally, Missouri is considered stable. This may hold for the northern part of the State where structural features are fairly subdued, but the southern part, particularly southeastern Missouri, has a complex tectonic history. The Mississippi Embayment, a major Midcontinent rift system, bounds the southeastern part of the Ozarks. Extensive faulting, downwarping, and intrusive igneous activity mark this still-active area.

Strong tectonic activity in the St. Francois Mountains has abated, but the epeirogenic warping that created the asymmetric uplift may still be continuing. The St. Francois Mountains represent the core of a Precambrian mountain range. To the south and southwest, the Ozarks are bounded by the Ouachita geosyncline and associated Ouachita Mountains of Arkansas and adjacent parts of Oklahoma and Texas.

Total structural relief in the Ozarks exceeds 5000 feet (1525 m). Strata on the east and southeast sides of the uplift dip about 100 feet (30 m) per mile.

To the north, west and south, dips are more gentle, generally 10 to 40 feet (3 to 12 m) per mile. Steeper dips are generally associated with faulting, local folds or solution-induced collapse features. Major fault systems reflect the Precambrian basement structure and trend predominantly northwest and to a lesser degree, northeast.

Upper Cambrian and Ordovician strata crop out along the flank of the St. Francois Mountains and the adjacent Salem Plateau and consist primarily of cherty carbonates with lesser medium to coarse-grained clastic units. Regional dip during this period was to the southeast and local upwarping and downwarping controlled deposition and to an extent, lithologies.

Silurian and Devonian strata are not well represented in the Ozarks. Thin units crop out to the southwest and northwest in the Springfield Plateau and along the eastern flank of the St. Francois Mountains and thicker units occur in the subsurface of the Mississippi Embayment and the Forest City Basin of northwestern Missouri and north and northeast Missouri. Similar middle Paleozoic sediments were deposited in the Salem Plateau of the central Ozarks, and have been removed by erosion.

Carboniferous (Mississippian and Pennsylvanian) sediments crop out in a band around the Salem Plateau. The Mississippian strata consist primarily of cherty limestones with some fine clastics. Pennsylvanian strata are cyclic deposits of thin limestones, sandstones, and shales with numerous coal seams. Karst development is essentially limited to pre-Pennsylvanian strata.

Several major unconformities occur throughout the stratigraphic section in the Ozarks. In terms of karst development, the most significant hiatus is represented by a major unconformity between Mississippian and Pennsylvanian strata. Intense, localized karst development occurred prior to Pennsylvanian deposition over portions of the Ozarks, resulting in numerous sinkholes and caves which were filled with clastics after the Pennsylvanian transgression. The Mississippian karst development may be, in part, responsible for the deep spring systems of the Ozarks. Many of these systems lie far below current base level and may represent rejuvenated paleo-cave systems. Earlier periods of emergence may also have caused local karst development.

Typical Ozark terrain is rolling topography dissected by steep-walled stream valleys. Sinkholes are fairly common on the uplands and there are several areas of intense surface karst. There are more than 5,000 caves recorded in the Missouri-Arkansas Ozarks. The longest and most complex systems are those in the east-dipping Ordovician dolomites and limestones of southeastern Missouri, where multi-level, low-relief, relatively young cavern complexes drain toward the valley of the Mississippi River. The large and numerous caves of northern Arkansas are in geologically younger strata, and in areas of higher relief than their counterparts in Missouri.

The caves of the Cambro-Ordovician dolomites of the central Ozarks in Missouri are associated with large spring systems that represent current-cycle cave-making. These systems may record more than one episode of karstification. Spring systems typically include divable conduits with depths up to 320 feet (100 m) and lengths up to 40 miles (65 km).

Caves of the northwestern Ozarks in Missouri are in Ordovician and Mississippian carbonates. The Ozarks' deepest caves--up to 450 feet (140 m)--are in this area.

The field trip route has been chosen to show selected aspects of the several types of Ozark karst landforms, the characteristics of typical spring systems, and the environmental aspects of man's occupation of karst terrain.

ROAD LOG

Day 1: (Cape Girardeau, Missouri, to Meramec State Park, Missouri)

Cumm. Diff.

Mileage

0		Field trip begins at the intersection of Henderson Avenue and Broadway in Cape Girardeau, Missouri. Proceed west on Broadway.
1.0	1.0	Turn right onto Kingshighway and proceed north.
4.5	3.5	Junction I-55 and Kingshighway. Turn right and proceed north on I-55.
6.0	1.5	Steeply-dipping strata of late Ordovician to early Devonian sedimentary rocks. The Jackson fault, a major structure in southeastern Missouri, crosses the highway at the north end of the roadcut. Displacement ranges from 200 to 400 feet (Thacker and Satterfield, 1977).
6.6	.6	Kimmswick Formation, middle Ordovician age.
9.9	3.3	Junction I-55 and U.S. Hwy. 61. Turn right and proceed northeast on Hwy. 61 (Fruitland Exit).
21.7	11.8	Entering Appleton, Missouri.
21.9	.2	Turn right on paved road and proceed through Old Appleton.
22.2	.3	Cross old Apple Creek bridge. The bridge was constructed in 1879.
22.3	.1	Turn left on gravel road and immediately turn right and proceed north on Hwy. 61.
23.4	1.1	Turn left and proceed west on Route F at Uniontown.
25.4	2.0	Turn right and proceed north on paved road.
25.6	.2	Turn left into parking lot at St. Joseph's Catholic Church.

PERRYVILLE KARST

Intense karst development occurs in a belt roughly parallel to the Mississippi River extending from the southern part of St. Louis to near Cape Girardeau, Missouri. Principal solution activity is in limestones and dolomites ranging in age from Middle Ordovician to Mississippian.

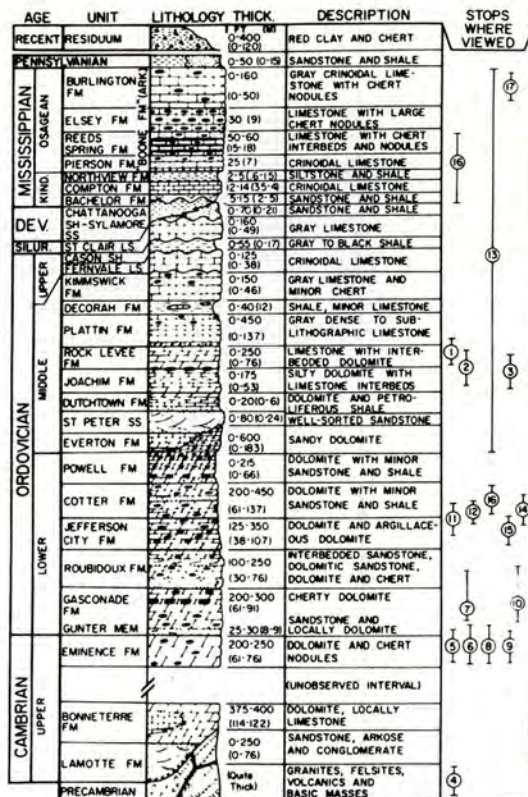


Figure 14. Composite stratigraphic column, southern Missouri and northern Arkansas.

Abbildung 14. Zusammengesetzte Schichtenfolge im südlichen Teil von Missouri und dem nördlichen Teil von Arkansas.

Figure 14. Colonne stratigraphique composite, Missouri du sud et Arkansas du nord.

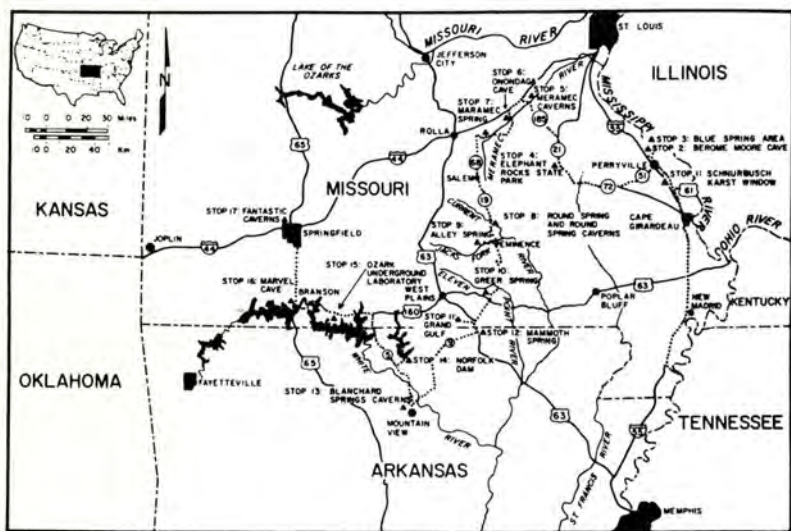


Figure 15. Route map, Missouri-Arkansas part of Excursion E-13, showing principal stops.

Abbildung 15. Routenkarte des Missouri-Arkansas Teils der Exkursion E-13, auf der die Hauptaufenthalte aufgezeichnet sind.

Figure 15. Carte routière de la partie de l'excursion E-13 ayant lieu dans le Missouri et dans l'Arkansas.

In the Perryville area solution development in the Joachim, Rock Levee and Plattin Formations, all of Middle Ordovician age, is responsible for the karstification. The Joachim Formation is predominantly a yellowish-brown, argillaceous dolomite and contains interbeds of chert and limestone in the lower part. In this area, the Joachim varies in thickness from about 175 feet (53 m) in Cape Girardeau to about 160 feet (49 m) in Perryville. The Rock Levee Formation, a limestone with interbedded dolomite, conformably overlies the Joachim with the contact defined by a thin but persistent chert bed at the top of the Joachim. The contact with the overlying Plattin Formation is apparently conformable and is picked below an oolitic pebble conglomerate. Both contacts are readily discernible in the subsurface, but on surface exposures the chert zone is not always apparent. Therefore, in field mapping, the Rock Levee is generally included with the Plattin Formation. The Plattin consists of gray, finely crystalline to sublithographic limestone with minor interbeds of petrolierous shale and chert. In the Perryville area the unit is approximately 450 feet (137 m) thick.

In eastern Missouri, the St. Peter Sandstone, about 75 feet (23 m) thick near Perryville, underlies these carbonate units and, in general, determines the lower extent of karst development. The Dutchtown Formation, a medium-to thick-bedded limestone and dolomite with varying amounts of interbedded sand, silt and clay, overlies the St. Peter Sandstone south of Perryville. This unit thins from about 170 feet (52 m) near Cape Girardeau to less than 20 feet (6 m) south of Perryville and is absent north of Perryville. At a few locations in and near Perryville, sinkholes are walled with St. Peter Sandstone. The sinks are apparently due to solution and collapse in the underlying Everton Formation.

Structurally, karst of eastern Missouri is on the east flank of the Ozark uplift which dips eastward into the Illinois basin. The Ste. Genevieve fault system, a major structural feature in eastern Missouri, passes east and north of Perryville, roughly paralleling the bluff line along the Mississippi River. Displacement along the fault is approximately 400 feet (122 m) in this area. Approximately 8 miles (12.9 km) north of Perryville, the fault turns and maintains a nearly east-west configuration for about 20 miles (32 km) before again turning northwest. This section of the fault system is exceedingly complex. Individual faults may be normal, high-angle reverse, or thrust faults. Displacement locally reaches over 1000 feet (305 m) (McCracken, 1971). Yokum (1980; personal comm.) has found and mapped numerous caves developed along the fault planes in this system.

The hydrology of the Perryville karst is not well known. There are few perennial springs in the Perryville area, and none of those present have normally high discharges. There are several resurgences along Blue Spring Branch (Vineyard and Feder, 1974) about 6 miles (9.7 km) north of Perryville. The resurgences drain the extensive cave systems south of the creek. Though dry between rainstorms, these resurgences record high discharges after major precipitation events. Vineyard (1980; personal comm.) reports the combined flow of these resurgences to be some 300 cfs* (8.5 cms*). Because of the intense surface karst, lack of interstitial storage and the presence of well-developed cave systems, rain water entering the system does so with relative ease, causing rapid water-rises in caves, but drains quickly through resurgences. Most of the larger caves developed in this area contain perennial streams, and some of them deliver recharge to nearby small perennial springs. The resurgences are generally overflow outlets for the higher passages which flood during intense rainstorms. No work has been done to indicate that a portion of the water which enters the karst system serves to recharge deeper aquifers or flows down-dip to the Mississippi River alluvium or Illinois basin.

In 1956, when the eminent geomorphologist J Harlen Bretz's book, Caves of Missouri, was published, only four named caves and several unnamed caves were known to exist near Perryville, none of which were thought to be extensive. Today, that number has increased to over 500. The caves range in size from mere rock shelters to extensive caverns like Crevice Cave, longest in Missouri and over 27 miles

* cfs = cubic feet per second
cms = cubic meters per second

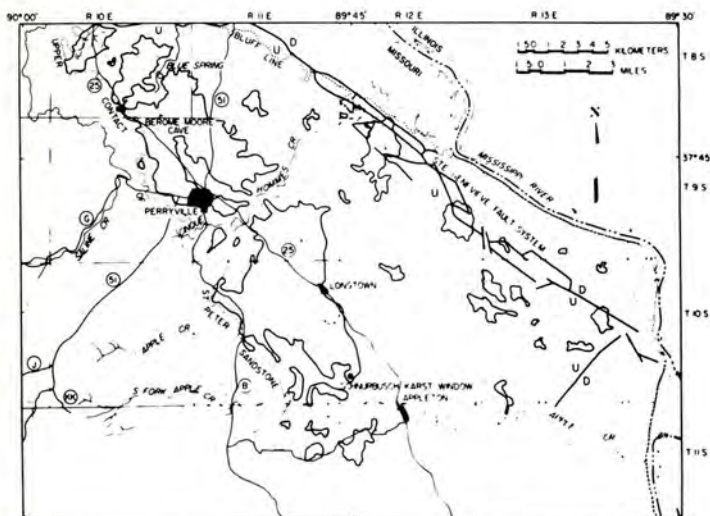


Figure 16. Map of Perryville Karst, showing relationship to Ste. Genevieve fault system.

Abbildung 16. Karte des Perryville Karst, auf der das Verhältnis zum Ste. Genevieve Verwerfungssystem dargestellt ist.

Figure 16. Carte du Karst de Perryville montrant son rapport au réseau de faille St. Geneviève.

(44 km) long.

Perryville is situated in a karst plain developed in the Joachim Formation. Rainfall runoff from most of the town drains through sinkholes. Numerous caves underlie the city and it is difficult to find a residence that is not built in a sinkhole, on the flank of a sinkhole, or between sinkholes. Most of the caves in the city are badly contaminated with urban runoff, septic tanks, and garbage. At least one cave is contaminated with gasoline. Caves and sinkholes in Perryville have been used by the City for purposes of sewage and storm runoff disposal. Bretz (1956; p. 363) writes of Beer Cave and Cashion Cave which lie beneath Perryville:

"It (Beer Cave) was used for the storage of beer until the City's demand for residential property along St. Joseph Street resulted in regrading and the obliteration of this chamber. A lateral of Beer Cave is used today for the disposal of sewage from nearly a block of residences. One may lift a manhole cover in the sidewalk along St. Joseph Street north of the courthouse square, and look down 15-20 feet into this passage. Where the waste goes is unknown, but storm water flushings keep the cavity clear. The entrance to Cashion Cave, in the southwest part of town, is filled with rubbish."

Perryville is not the only place in the Perryville karst where waste-disposal has resulted in contamination of caves and degradation of groundwater quality. Driving the countryside, numerous examples of improper waste disposal are evident. Feedlots and septic tanks drain into sinkholes. Some sinks are private garbage dumps. Much of the area is cleared and row-cropped, resulting in brush piles in sinks and increased sediment load from surface erosion. Some farmers have attempted to fill sinks with dirt to make farming easier. Such attempts often lead to increased subsidence.

Stop 1: Schnurbush Karst Window

Schnurbush Karst Window is an opening into a functioning karst hydrologic system that is developed in the upper part of the Joachim Formation. Water flows over a man-made wall on the north side of the sinkhole, follows the base of the sink over collapsed cave passage, and disappears into a cave passage about 20 feet (6 m) to the east. The upper passage is nearly completely flooded and is not enterable without diving equipment. The downstream passage is enterable and has been mapped for about 80 feet (24 m) where the water plunges over an 11 feet (3.4 m) waterfall. The cave terminates shortly thereafter at a siphon.

No flow data exist for the spring. Estimated normal discharge is about 0.5 cfs (0.015 cms). Flow estimates from photographs taken by Vineyard (1980; personal comm.) indicate flood flows may exceed 20 cfs (0.56 cms). Dye tracing has not yet established where the water resurges. The window is near St. Joseph's Catholic Church and is used as an amphitheatre for outdoor services.

Cumm. Mileage	Diff.	
25.6		Proceed from the parking lot back to Route F.
	.2	
25.8		Turn left on Route F and proceed east.
	2.0	
27.8		Turn left and proceed north on Hwy. 61 at Uniontown.
	4.7	
32.5		Entering village of Longtown.
	4.4	
36.9		Crossing Cinque Hommes Creek.
	.6	
37.5		Entering Perryville, Missouri.
	.8	
38.3		Sinkholes in City Park on left side of Hwy. 61.
	.7	
39.0		Junction Hwy. 51 and 61. Proceed straight on Hwy. 61.
	1.7	
40.7		Turn right and proceed east on Route V.
	.7	
41.4		Turn left and proceed north on gravel road.
	.9	

Stop 2: Moore Cave System (Berome Moore Section)

Missouri, known as the "Cave State", has over 4,000 known caves, and about 10% of them are in Perry County. There were only three in 1952 (Weaver, 1980), 437 in 1978, and the current total is 531. The four longest known caves in the State are in Perry County and their present combined lengths exceed 74 miles (119 km).

The Moore Cave System, second largest in the State, underlies an area northeast of Perryville, and south of Blue Spring. The southern or Tom Moore section (named for the great-great grandfather of the present owner, Berome Moore) has been known for about 100 years. It has about 4 miles (6.5 km) of passage and was first entered by organized cavers in 1959. Mapping and exploration pointed to a continuation of the cave system to the north. Using the cave maps, workers located several sinkholes that potentially could lead to the postulated cave. On October 29, 1961, access to the new cave was gained by digging in the base of a small sinkhole. The Berome Moore Section now has about 14 miles (22.5 km) of mapped passage.

Gregory J. "Tex" Yokum is primarily responsible for the discovery of the Berome Moore section. Tex has been exploring, mapping and studying this cave system for the past 20 years and currently leases the cave for purposes of protecting it and assuring continuing research.

The Moore Cave system is developed in limestone and dolomite of the Joachim and Rock Levee Formations, both of Middle Ordovician age. The Joachim in this area is predominantly a dolomitic limestone. The upper Joachim is relatively free from chert except along the upper contact where a thin chert bed occurs. Interbeds of tan to green petroliferous siltstone are found in the upper part of the unit. The Rock Levee is quite similar to the Joachim, especially in the lower part. Distinguishing between the two units is difficult in the field. The chert zone at the contact between the two formations is a marker bed for determining stratigraphic position in the cave.

Both the Joachim and Rock Levee Formations are relatively non-fossiliferous. Several zones of stromatolites are found in the cave, and concentric orbicular structures are exposed in the passage ceiling in some places. These are thought to be bases of bioherms. The linear arrangement of these structures suggests development near a shoreline.

Solution in the cave is apparently controlled by structure and stratigraphy. The entire cave system is developed in a north-south syncline whose northern limit is a segment of the Ste. Genevieve fault system. The east and west flanks dip rather steeply toward the axis while the south edge dips more gently. Primary cave development occurs along the west flank of the structure. Solution along the bedding planes appears to be more dominant than solution along joints. Some portions of the cave exhibit joint control where meandering passages abruptly change direction. If jointing played a more dominant role, it has been obliterated during modification by vadose water. At one place, solution has occurred along a small fault.

Vertical sandstone dikes occur in several places. The dikes probably formed prior to cave development by injection of unconsolidated or semiconsolidated St. Peter Sandstone into fractures by tectonic action.

The cave apparently contains no residual clay fill. A loess-type silt fill occurs in variable amounts, usually in upper-level dry passages. The lower passages contain little silt because of flood-water scouring action.

The passage orientation of the system could be described as dendritic curvilinear. All main passages run roughly north-south. There are two principal levels of solution in the cave. The upper level, represented by the Cat Track and Formation Passages, is above the contact in the Rock Levee Formation. The Main Stream and Pit Passages in Berome Moore section and the entire Tom Moore section are the lower level and are developed below the chert zone in the Joachim Formation. An intermediate level might be indicated by the Gypsum and Dry Mud Passages which are developed along the contact and chert zone.

Calcite speleothems occur predominantly on the up-dip side of passages--the west and south sides of the cave walls. This is apparently because water travels down-dip to the cave along bedding planes. Most of the calcite speleothems are massive flowstone canopies and

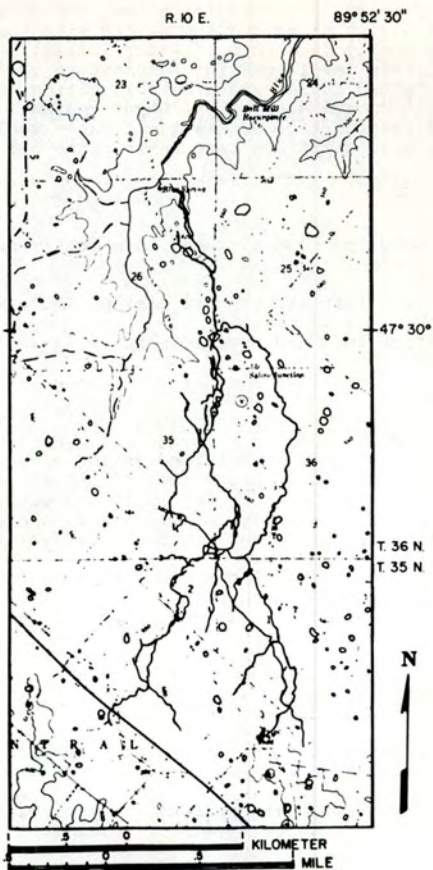


Figure 17. Map of Moore Cave System, Perry County, Missouri, showing relationship to surface karst and resurgences.

Abbildung 17. Karte des Moore Cave System, Perry County, Missouri, auf der das Verhältnis zum Oberflächenkarst und zu Wiederaustritten dargestellt ist.

Figure 17. Carte du Réseau de Grottes Moore, Perry County, Missouri, montrant son rapport au karst superficiel et aux résurgences.

wall coverings. Some smaller, more delicate forms may be seen in parts of the Cat Track and Formation passages. Secondary gypsum occurs in the Gypsum Passage as crystals on the floor, and as curved extrusions and needles on the walls and ledges. In the Cat Track Passage, it occurs as compound needles up to 3 inches (7 cm) long and as sandy material on breakdown.

Years of study by Tex Yokum indicate that the Moore System developed by water moving along bedding planes with the water table fluctuating and generally descending. After initial development in the phreatic zone, base level lowering resulted in vadose conditions. The cave probably formed during and after glaciation during the Pleistocene. Downcutting of the Mississippi River controlled development of Blue Spring and the position of the local water table. Vadose development of the cave could not have taken place prior to Pleistocene glaciation.

Cumm. Mileage	Diff.	
42.3		Leave parking area and turn left (south) on gravel road.
	1.0	
43.3		Turn left and proceed east on Route V.
	2.0	
45.3		Turn left and proceed north on gravel road.
	1.1	
46.4		Park on right side of road along valley bottom.

Stop 3: Blue Spring and Blue Spring Resurgence

The Moore Cave System drains several square miles of surface karst. Peak flows have not been recorded in the cave but apparently exceed 100 cfs (2.83 cms) after heavy precipitation. Water enters the cave system from the karst plain to the south and west. The sinkholes directly above the cave apparently do not channel appreciable water into the system; they probably feed another cave system down-dip to the east of the Moore Cave System.

Karst water moving through the Moore System resurges at Blue Spring, Blue Spring Resurgence and possibly other resurgences along Blue Spring Branch to the north. Blue Spring is perennial but the other resurgences carry water only after heavy precipitation. Blue Spring Resurgence functions as a natural mill during floods, grinding angular rock fragments into well-rounded, polished cobbles and gravel.

Cumm. Mileage	Diff.	
46.4		Proceed straight, go up hill to safe turn-around point.
	.2	
46.6		Turn around and proceed south on gravel road. Return to Perryville via the same route.
	5.8	
52.4		Junction Hwy. 51 and Hwy. 61. Turn right and proceed west on Hwy. 51.
	.4	
52.8		Turn right and proceed north on North Street.
	.1	
52.9		Sinkhole on left in Joachim Formation. The cave, which is entered through the base of the sinkhole, is closed due to gasoline pollution.
	.3	
53.2		Turn right and proceed east on Poplar Street.
	.1	
53.3		Turn left and proceed north on Grand Street.
	.3	
53.6		Turn right and proceed east on Bruce Street.
	.1	
53.7		Turn left and proceed north on Drury Street.
	.1	
53.8		House on left is built in a large, shallow sinkhole. The dike around the house prevents flooding when the sinkhole ponds water after rain.
53.8		Turn left and proceed west on Moulton Street.

54.0	.2	Turn right and proceed north on Hwy. 51.
54.5	.5	Turn left and proceed south on Edgemont Blvd.
54.8	.3	Turn right and proceed east on Big Spring Drive.
55.4	.6	Large sinkhole on left in St. Peter Sandstone and Everton Formation (?).
55.6	.2	Large sinkhole; ends in a blind valley on left side of road. Turn left and proceed south on Legion Circle.
55.7	.1	Park and view sinkholes and spring in the St. Peter Sandstone.
55.8	.1	Return to Big Spring Drive, turn right; proceed east.
56.5	.7	Turn left and proceed north on Edgemont Blvd.
56.9	.4	Turn left and proceed west on Hwy. 51.
57.7	.8	Pass over I-55. Proceed straight on Hwy. 51.
65.0	7.3	Turn right on Route J.
77.0	12.0	Crossing Castor River.
81.8	4.8	Turn right on Hwy. 72 and proceed east.
83.6	1.8	Junction Hwy. 72 and Route 00. Stay on Hwy. 72.
83.8	.2	Entering Fredricktown, Missouri.
85.4	1.6	Cross Little St. Francis River.
86.0	.6	Cross Hwy. 67. Stay on Hwy. 72.
87.6	1.6	Roadcut in Precambrian igneous rock. We are traveling on the south flank of the St. Francois Mtns.
89.4	1.8	Roadcut in boulder conglomerate. This is the base of the Lamotte Sandstone (Upper Cambrian).
89.7	.3	Roadcut in Lamotte Sandstone.
95.6	5.9	Cross St. Francis River.
100.6	5.0	Cross Stouts Creek. The bridge crosses Stouts Creek Shut-ins. Shut-ins are places where antecedent streams, downcutting through sedimentary rocks encounter buried igneous rocks, which are much more resistant to erosion. Narrow, steep-sided constrictions in valley profiles produced in this manner are called shut-ins.
101.6	1.0	Entering Arcadia, Missouri.
103.0	2.4	Turn left and proceed north on Hwy. 21.
107.5	4.5	Junction Hwy. 21 and Route W. Turn left on Hwy 21.
108.3	.8	Turn left and proceed west on Route RA.
108.8	.5	Quarry on left in Graniteville Granite.
108.9	.4	Turn right into Elephant Rocks State Park and park.

Stop 4: Elephant Rocks

Though not karst, jointed granite showing the effects of chemical and physical weathering is strikingly displayed at Elephant Rocks. The reason they are called Elephant Rocks will be obvious as one walks

along the trail between the giant, rounded boulders. Note the varying degrees of weathering from beveling along nearly closed joints to the spherical weathering of the Elephant Rocks which lie as residual boulders on less-weathered granite.

The Graniteville Granite of Precambrian age occurs in a narrow belt in this area. It is bounded by vertical contact with Precambrian felsites to the east and is overlapped by the Upper Cambrian Bonnetterre Formation to the northwest, west and southwest.

Quarrying in the area first began in 1869 and in its 100-year history, the granite has been used for monuments, paving and curbing stone, concrete aggregate and rip-rap. A special feature of the park is the Braille Trail, designed so that blind persons may enjoy the park by feel, reading the embossed signs in Braille, and feeling the texture and shape of the granite "elephants."

Cumm. Mileage	Diff.	
109.2		Leave Elephant Rocks State Park; turn left and proceed east on Route RA back to Hwy. 21.
109.8	.6	Turn left and proceed north on Hwy. 21.
119.5	9.7	Entering Village of Caledonia.
131.5	12.0	Turn left and proceed northwest on Hwy. 8.
132.9	1.4	Turn right and proceed north on Hwy. 185.
148.3	15.4	Crossing Indian Creek
161.0	12.7	Crossing Meramec River
161.1	.1	Entering Meramec State Park. Turn right; proceed east to lodging. Visit Meramec Caverns in evening.

Stop 5: Meramec Caverns

The French lead miner Philippe Renault was shown what is now Meramec Caverns by American Indian guides in 1720. To the Indians, the cave was the sacred home of their god Ucapago. To Renault, upon tasting the material covering the floor of the entrance room, the cave was a mineable resource of saltpeter (ammonium nitrate), a necessary ingredient for making gunpowder. It became known as Saltpetre Cave, and the deposits were mined intermittently from the early 1700's to the early 1800's (Weaver, 1980).

From the early 1800's to 1933 when Meramec Caverns was opened to the public, the cave is said to have been used for several purposes. The cave reportedly was used as a link in the "Underground Railroad" which aided escaped southern slaves in reaching freedom in the northern states during the American Civil War. Legend has it that the famous outlaw Jesse James and members of the James-Younger gang used the cave for a hideout (Weaver and Johnson, 1977).

Lester B. Dill, the noted cave entrepreneur, opened Meramec Caverns at the height of the Great Depression in 1933. A worse time to begin a commercial development could not have been chosen, but Dill's flair for advertising overcame adverse economic factors and the cave venture survived. Mr. Dill died in August 1980, after 47 years as a cave operator.

Until 1941, the cave was thought to contain only about 700 feet (215 m) of passage, but J Harlen Bretz and two students drained a siphon at the "end" of the cave to discover over 2 miles (3.2 km) of new passage (Bretz, 1956).

In the early days of Meramec Caverns, tourists could park automobiles in the cave. Now the original dirt floor has been tiled and there is room for 3,000 people in the entrance chamber. Meetings, dinners, concerts, and other events are held in the spacious chambers.

The cave tour follows the entrance chamber to the now-dry siphon. To the south of the siphon are the beautifully decorated upper levels of the cave containing speleothems of many kinds. The "Stage Curtains", a 40 feet (12 m) tall compound dripstone drapery with flowstone spreading from its base, and the "Wine Table", a compound form consisting of dripstone, shelfstone of subaqueous growth and stalagmites on top are among the formations found in these upper levels. Spongework, a diffractural solution feature of phreatic origin, is well displayed in the cave and in many other Meramec basin caves.

The stream passage, which trends northeast from the entrance, has several rimstone dams past the siphon in "Lava River". Past "Lava River" is the Great Dome Room where spongework is particularly well displayed. In some caverns domes are the result of ceiling collapses, but in Meramec Caverns the origin is entirely solutional. The last part of the stream passage on the tour is the Jungle Room area whose name comes from the dense, trunk-like speleothems that fill the chamber.

The undeveloped cave beyond the tour contains interesting features, but it has low ceilings and clay fill. Several wall slots resulting from the back-wearing of waterfalls are about 800 feet (250 m) beyond the Jungle Room. The clay fill in this area is apparently quite thick.

Just inside the siphon a passage leads northeast, carrying the cave stream toward an exit through LaJolla Spring which surfaces a short distance from the cave entrance. The spring flow is some 2.8 cfs (0.08 cms).

Meramec Caverns is developed in the Eminence Dolomite of Upper Cambrian age. The contact between the Eminence and overlying Gasconade Dolomite occurs on the hill above the cave. The upper levels of the cave may cross the contact. No dye traces have linked the cave stream and spring with the area of recharge, but it probably includes 2 to 4 square miles (5 to 10 square kilometers) of land over and to the west and north of the cave.

Day 2: Meramec State Park to Alley Spring, Missouri

Cumm. Diff.

Mileage

0		Leave Meramec State Park and turn right (north) on Hwy. 185.
3.4	3.4	Turn left and proceed west on I-44. The highway crosses a relatively flat, undissected portion of the Salem Plateau which forms a major watershed divide between the Meramec River to the south and the Bourbeuse River to the north. The highway is underlain primarily by dolomite and sandstone of the Lower Ordovician Roubidoux Formation. Pennsylvanian age outliers and filled sinks unconformably overlie the Roubidoux in places.
12.3	8.9	Exit I-44 at Route H; turn left and proceed south on Route H.
19.8	7.5	Turn left; proceed into parking lot of Onondaga Cave.

Stop 6: Onondaga Cave

Onondaga Cave has been known since pioneer days, reportedly having been discovered by Daniel Boone on an excursion up the Meramec River. Charlie Christopher and two companions first explored the cave in 1886, using a boat through the low water passage to discover a cavern whose size and beauty were beyond their belief.

About the same time, "cave onyx" became popular for building and decorative stone, so plans were made to mine the formations but fortunately the mining venture failed and the cave was instead opened for tours in 1904, in conjunction with the St. Louis World's Fair. A trip to the cave from St. Louis required a lengthy train ride to Leasburg, another jaunt by horse-drawn wagon to the cave, and finally several hours of walking and climbing through the cavern. A visit required two to three days from St. Louis.

The early tours used boats which traveled from a short distance inside a man-made entrance near the spring opening to the boat dock in the cave. Transporting visitors took a considerable length of time and occasionally resulted in a brief dunking, usually experienced by the guides who poled the boats along while standing. In the late 1940's, a more convenient second entrance was made.

Before 1950, Onondaga Cave ran beneath land owned under several different ownerships. Upon finding that such beautiful cave lay beneath his land, one landowner made his own entrance into a section of cave that he called Missouri Caverns. This started a legal and sometimes physical battle that lasted for years. Fences were erected in the cave to divide ownership. The fence had to be moved after each new survey (and sometimes clandestinely between surveys), because

neither owner would give an inch. The Missouri Caverns operators had the closest entrance to arriving visitors. The original cave developer claimed "squatters rights" to the cave since he had developed it and had been giving tours for 17 years. The feud was finally settled (at least legally) by the Missouri Supreme Court; the "squatters" lost (Weaver and Johnson, 1973). The entire cave system was finally unified by Lester B. Dill, previously noted as the owner and developer of Meramec Caverns.

Bretz (1956; p. 197-211) wrote at great length of the geology and geography of Onondaga, and led a field trip to the cave for the Geological Society of America. Onondaga Cave is developed in the Eminence Dolomite (Upper Cambrian), a clean, medium- to thick-bedded gray, medium-grained dolomite. This unit hosts numerous caves in the Meramec Valley and other areas in southern and southeastern Missouri. That part of the cave of phreatic origin consists of large chambers and some smaller rooms near the end of the cave. That part of the cave occupied by the stream is of vadose origin and the stream eroded into the clay fill and also has made its own passages through the bedrock. The stream crosses the main upper passage several times in the first few hundred feet of the cave.

"Spongework", a differential solution feature, is extremely well displayed in the old boat dock area, about 200 feet (60 m) from the entrance. The old mill dam outside backs water up well past the boat dock and the first stream crossing, so the water will appear still. Average discharge of the cave stream (Lost River), however, is about 1.4 cfs (.04 cms). Lost River is crossed four more times in the next 500 feet (150 km). The trail parallels the stream to the Big Room, about 500 feet (150 m) long, 80 to 150 feet (25 to 45 m) wide, with ceiling height varying from about 40 to 80 feet (12 to 25 m). The ceiling throughout the cave is essentially level. Abrupt changes in ceiling height are mostly due to the clay fill.

In the Big Room, the first of many spectacular speleothems comes into view. The Queen's Canopy, a massive flowstone deposit some 60 feet (18 m) high covers wall rock and clay. In the days when onyx mining was planned, the value of this formation was placed at \$1,000,000. Only a small block of the formation was ultimately mined, fortunately from an obscure spot.

About 35 feet (10 m) above and 150 feet (45 m) down the trail from the base of the Queen's Canopy are two large stalagmites, The Twins. These equiproportionate stalagmites stand about 80 feet (25 m) from the remnants of the fence that once separated Missouri Caverns from Onondaga Cave. In this area, as in most of the cave, the trail is on clay fill. Other parts of the trail cross flowstone, and in a few places it is on bedrock. The final stream crossing is some 300 feet (90 m) past The Twins.

Another large flowstone mass, the King's Canopy, is developed on the rock and clay wall opposite the stream crossing. From this point on, the speleothems are of more delicate form, mainly flowstone on walls, columns, stalactites, and stalagmites. Some columns have been pulled in half as a result of clay settling and subsidence.

Probably the most memorable speleothems in the cave occur in the Lily Pad Room, which is above and about 150 feet (46 m) behind the Queen's Canopy. The room is partly filled with water. At and below water level are numerous subaqueous calcite deposits of different forms. Ceiling and walls of the room are decorated with flowstone, stalactites, columns and soda straws. The room, though small, is exceedingly beautiful. A smaller version of the Lily Pad room exists close by. Just beyond and east of the Lily Pad Room is the Submarine Room, containing much water and numerous subaqueous calcite deposits. Some 80 feet (25 m) beyond the room is the second natural entrance to the cave. In earlier days, plans were made to drain the Submarine Room, enlarge the small, wet natural exit passage, and use it as a tour exit. These plans were not carried out so the commercial tour exits the cave at the point of entrance.

Bretz (1942; 1956) considered Onondaga a prime example of cavern development by random solution in the phreatic zone, followed by an episode of clay filling during peneplanation, then uplift and modification of phreatic features by free-surface streams in the vadose zone. Reams (1968) was not convinced; his hypothesis accounted for the development of Onondaga Cave as being contemporaneous--not prior to--the downcutting of the Meramec River Valley.

Cumm. Mileage	Diff.	
19.8		Retrace route back to Route H.
20.0	.2	Junction with county road to right. Turn right and proceed southeast.
20.5	.5	Crossing Meramec River. Narrow bridge!
22.3	1.8	Four-way intersection. Continue straight.
23.7	1.4	Entering floodplain of Huzzah Creek. Several caves are $\frac{1}{2}$ to 1 mile (1 - $1\frac{1}{2}$ km) upstream on Courtois Creek. Note the pinnacled nature of the bed-rock (Eminence Dolomite; Upper Cambrian) along the bluff.
24.1		Cross Huzzah Creek. Continue straight. Gravel road becomes hard-surfaced road, Route E.
29.8	5.7	Junction Route E and Hwy. 8. Turn right and proceed west on Hwy. 8.
34.4	4.6	Entering Steelville, Missouri.
35.3	.9	Junction Hwys. 8 and 19. Turn right and proceed through Steelville.
36.0	.7	Junction Hwys. 19 and 8. Turn right and proceed west on Hwy. 8.
45.1	9.1	Crossing Meramec River.
46.2	1.1	Entrance to Maramec Spring Park. Turn right and proceed into park.

Stop 7: Maramec Spring

Maramec Spring rises in a circular basin at the base of a bluff of Gasconade Dolomite. A phreatic cave at the bottom of the 17 feet (5.2 m) deep spring pool channels water to the spring. On the basis of discharge, the spring ranks 5th in Missouri. Average discharge is over 144 cfs (4.07 cms). Minimum and maximum recorded discharges are 56 cfs (1.58 cms) on August 1, 1934, and 650 cfs (18.4 cms) in 1927 and 1928.

Doll (1935) postulated that the recharge area for the spring lies to the south and southwest in Dry Fork and Norman Creek drainage. Williams and Martin (1963, unpub. ms.) outlined a probable recharge area by using water-level measurements from domestic wells. This recharge area which is shown in Vineyard and Feder (1974; p. 156) measures roughly 15 square miles (39 square kilometers). If this were the total recharge area, approximately 120 watershed inches (305 cm) of recharge would be required to provide the amount of water exiting the spring. It is probable that the recharge area is closer in size to 150 square miles (390 square kilometers). Recent dye tracing by Dean (1979; personal comm.) shows upper Little Dry Fork near Rolla, Missouri, to also be providing recharge, so the recharge area probably includes most of Little Dry Fork, Dry Fork, and Norman Creek drainage. These streams typically carry water only after major rainstorms. Although the area is not characterized by surface karst, losing streams and the permeable, weathered Roubidoux Formation which occurs at the surface in most of the area provide access for surface water into the subsurface.

In 1969, divers of the St. Louis Underwater Recovery Team entered the phreatic conduit feeding Maramec Spring using self-contained underwater breathing apparatus. The opening, which measures approximately 4 feet (1.2 m) high and 10 feet (3.0 m) wide, trends southwest beneath the bluff behind the spring. Divers were only able to traverse the orifice during low flow. At normal flow, water velocity through the orifice is approximately 5 feet/sec (1.5 m/sec.). Even during periods of low flow, divers have to pull themselves through using projections on the walls as hand-holds. Once inside the conduit, the phreatic cave increases in dimension to a large chamber and there is a noticeable decrease in velocity. Subsequent diving by Roger Miller and Frank Fogarty have extended the mapped length of the conduit to 1,725 feet (530 m), and the maximum depth to 195 feet (60 m). At the end of

the explored part of the conduit, the passage continued 40 feet (12 m) wide and 15 feet (5 m) high.

Maramec Spring played an important role in the early history of Missouri by providing water power for an iron smelter. Thomas James, an iron monger from Ohio, began constructing the Maramec Iron Works in 1826 and for 20 years was the largest (and sometimes the only) supplier of iron in the newly-formed state. Sedimentary deposits (from filled sinks) of hematite and limonite were mined nearby. Wood for charcoal for the charcoal-iron process was cut and made at the Works. Technological changes and new iron ore discoveries in other areas rendered the charcoal-iron process obsolete and uneconomical, and the Maramec Works closed in 1876.

The park is operated today by the James Foundation of New York as a privately-owned public park. Though the undershot water wheels are long gone and the giant triphammers no longer thunder, the site still serves as a reminder of an important part of Missouri's history. Portions of the iron works remain including the furnace, triphammers and spring branch dam. A museum near the spring contains artifacts of the area, mementos of the James Family and an intricate working model which vividly demonstrates the layout of the iron works and the smelting process. Trout reared in the spring provide anglers with challenge and recreation.

Cumm. Mileage	Diff.	
46.2		Retrace route to the park entrance.
46.9	.7	Turn right and proceed west on Hwy. 8.
49.5	2.6	Junction Hwys. 8 and 68. Turn left and proceed south on Hwy. 68.
72.1	22.6	Junction Hwys. 68 and 19. Turn right and proceed south on Hwy. 19.
72.4	.3	Entering Salem, Missouri.
73.7	1.3	Junction Hwys. 19, 32, and 72. Continue south on Hwy. 19.
101.6	27.9	Road cut in Gasconade Dolomite.
102.6	1.0	Crossing Sinkin Creek. Nearby roadcut is in Gasconade Dolomite and shows intense solution activity.
103.9	1.3	Crossing Current River, the major watershed in southeastern Missouri.
104.2	.3	Crossing Spring Valley Creek.
104.3	.1	Entrance to Round Spring Recreational Area. Turn left and proceed to parking area.

Stop 8: Round Spring and Round Spring Caverns

Round Spring, one of several major springs that feed the Current River, has a mean annual discharge of approximately 45 cfs (1.3 cms) and is the 14th largest spring in Missouri. The spring rises from a breakdown-choked phreatic opening in the Eminence Dolomite, created when cavern roof collapse left a nearly circular spring pool. Part of the roof remains and forms a bridge between the spring pool and spring outlet. The spring has been mapped underwater to a maximum penetrable depth of roughly 55 feet (17 m) in the phreatic conduit.

Records of daily flow were collected from October 1928 to September 1939 and continuously since 1965. Maximum and minimum recorded flows are 520 cfs (15 cms) (May 19, 1933) and 10 cfs (0.3 cms) (December 10-12, 1937) (Vineyard and Feder, 1974; p. 109).

Beckman and Hinchey (1944; p. 116) noted changes of stage and discharge of the spring that could not be explained by changes in rainfall. These changes could be caused by fluctuations in barometric pressure.

Location of the Round Spring recharge area is still conjectural. Beckman and Hinchey (1944; p. 116) feel the recharge area lies to the southwest of the spring in Spring Valley watershed. A dye trace made

by Aley (1976 ; p. 79-80 and 1978 ; p. 54-56) indicates that only a minor amount of recharge is provided by Spring Valley watershed to the southwest. Aley feels that the recharge area may lie to the east of the Spring and the Current River. Dye tracing has not yet substantiated this. If true, water would pass beneath Current River to discharge at Round Spring.

Divers performed extensive underwater exploration of Round Spring for the National Park Service (Carrell, et al., 1980). This work, part of the National Reservoir Inundation Study, is designed to measure the impact of freshwater inundation on archaeological materials. Surface and underwater mapping showed a submerged archaeological site under about 10 feet (3 m) of water in the grotto, beneath the natural bridge. Selected artifacts were collected from the site and a color video tape made of the artifacts, mapping and excavation. The presence of the archaeological site under water requires that at least once in the past a relatively long-term hydrologic change occurred. Such a change could be attributed to a major collapse blocking or restricting the conduit system feeding the spring, or a major climatic change.

Nearby Round Spring Caverns may be part of an ancestral conduit system that supplied an earlier "Round Spring". Its speleogens record an episode of cave development under phreatic conditions, followed by sediment filling and modification by free-surface streams in the current erosion cycle.

Round Spring Cavern

Privately owned and open to the public for many years, Round Spring Cavern is now part of the Ozark National Scenic Riverways, which is administered by the National Park Service. Ranger-guided tours may be arranged with ONSR personnel.

Round Spring Cavern is in a highly dissected area of the Salem Plateau, where massively-bedded Cambro-Ordovician dolomites have been deeply eroded by streams and extensively modified by groundwater solution. There are many caves and springs along the master stream, Current River, and its major tributaries. Round Spring Cavern is not the largest of these, but it is highly decorated by secondary mineralization and it has features typical of caves in the region.

Cave development links the Cambrian Eminence Formation and the Ordovician Gasconade Formation by breaching the Gunter Sandstone, basal member of the Gasconade. The lower passages of the cave are in the Eminence, the ceilings in some areas are formed by the Gunter, and upper levels of Round Spring Cavern are in the Gasconade.

The entrance is in a steep bluff along Spring Valley Creek, some 60 feet (20 m) above the creek. It leads into a narrow passageway that winds for 400 feet (125 m) to intersect the main passage of the cave at about mid-length. This small passage is antecedent to the spacious main trunk passage, and it must have been produced by stream drainage when a lowering water table left the cave in the unsaturated zone.

There are two streams in the cave, one draining the northern arm, the other the southern. But these streams are no more than drains for the vadose water captured by cave passages; they are not linked to extensive karst drainage and flooding is no longer a problem in the cave, though extensive detrital sediments document a history of flooding, filling and erosion.

The trail through the southern (left) arm of the cave leads upstream through a spacious, high-ceilinged passage much modified by stream erosion, secondary mineralization, and breakdown. There are textbook examples of meander niches in the wall rock, stream channel deposits, and a wide variety of speleothems. One large chamber, called the Tobacco Barn because of the massive draperies hanging from the ceiling, is a forest of dripstone deposits. There are also extensive rimstone deposits in the cave stream, forming pools in which the Ozark Blind Cave Salamander, *Eurycea lucifuga*, is frequently seen.

The massive calcium carbonate speleothems in this part of the cave usually have overgrowths of helictites and/or anthodites. In places the helictites are so thickly and consistently developed that they have been called "mineral moss" (Bretz, 1956, p. 239). Bretz also referred to the extensive anthodite overgrowths in the Tobacco Barn as "three-weeks beard."

The lower trail in the southern arm leads under and through a water-sculpted area of ceiling pendants in the dolomite roof rock. These record a stage of stream erosion when gravel fill forced the rushing current against the ceiling where its erosive capacity

produced the pendants.

The waterfall near the end of the southern arm drops the stream from an unexplored source in the Gasconade Dolomite, over a 4-foot (1.3 m) bed of sandstone, which is the basal Gunter Member of the Gasconade. Just beyond the waterfall, the southern arm terminates in a massive debris cone that truncates the trunk passage. Breakdown apparently was caused by valley deepening on the surface as it neared the older cave passage.

Returning to the entrance passage, the northern arm leads through a spacious but less well-decorated passage leading first north-northwest, then due east toward a double termination against debris plugs from breakdown caused by surface stream downcutting. Here, as in the southern arm, the original phreatic (?) trunk channel has been extensively modified by streams in the vadose zone. Detrital fill is exposed against the cave walls, recording a history of filling and removal of fill by a stream or streams of which the current ones are much reduced in volume.

Responses of the cave fill--clay in some places, sand and gravel in others--include compaction following drainage, small-scale faulting and slumpage, and collapse following erosional undercutting. The faulting is particularly interesting where miniature scarps, complete with slickensides, are exposed in several places in the northern arm. Compaction of the fill beneath massive dripstone deposits has fractured the calcite, leaving gaps in what once were floor-to-ceiling columns.

In addition to providing habitat for several species of cave-adapted organisms, Round Spring Cavern is also a paleontological site. "Bear beds" and bear bones document an earlier time when bears were native to the Ozark region and used caves as places to hibernate. Bat Cave, upstream along the Current River in a setting much like Round Spring Cavern, yielded a bear skeleton with a flint (chert) arrowpoint imbedded between vertebrae. Archaeological evidence suggested an age of 1600 years B.P.

Round Spring Cavern today is a remnant of a once-larger system that is now being further reduced by encroachment from aggressive surface streams, causing breakdown. It is not clear where the cavern originated, or where the water it carried when it was running tube-full came to the surface. It probably surfaced in a pre-existing spring much older than nearby Round Spring, and now long since destroyed by valley deepening by Current River. There is no evidence that Round Spring Cavern is connected with the karst system that supplies Round Spring. That system must be much younger, much deeper, and operating in response to greatly different conditions than those which produced Round Spring Cavern.

Cumm. Mileage	Diff.	
104.3		Retrace route to recreational area entrance.
	1.2	
105.5		Turn left and proceed south on Hwy. 19.
	11.0	
116.5		Descending into Jacks Fork River valley. Roadcuts are in Gasconade Dolomite near the top of the hill and Eminence Dolomite near the bottom.
	1.1	
117.6		Crossing Jacks Fork River.
	.1	
117.7		Entering Eminence, Missouri.
	.2	
117.9		Junction Hwy. 19 and Hwy. 106. Turn right and proceed west on Hwy. 106.
	5.6	
123.5		Crossing Jacks Fork River.
	.2	
123.7		Turn right into entrance of Alley Spring Recreational Area and proceed to parking area.

Stop 9: Alley Spring

A picturesque mill in a steep-walled valley graces the rising of Alley Spring. The Spring flows from a phreatic cave passage developed in the Eminence Dolomite. Divers from the St. Louis Underwater Recovery Team explored the spring in April 1960 (Dr. R. W. Shelby; written comm.) and found the deepest part of the spring basin to be 32 feet (9.8 m). Divers were able to penetrate the phreatic cave to a depth of 100 feet (30 m) in a horizontal distance of 150

feet (45 m). The conduit dimensions measured 15 feet (4.5 m) wide and 10 feet (3 m) high where the cave meets the spring basin. The floor of the cave is covered by an undetermined thickness of well-worn chert gravel.

Discharge data is available for the spring from 1928 to 1939 and 1965 to present. Mean annual discharge for the spring is approximately 133 cfs (3.8 cms), ranking it 7th largest in Missouri (Mo. Geol. Survey and Water Resources, 1967; p. 167). Maximum and minimum recorded flows are 2750 cfs (78 cms) (April 22, 1974) and 54 cfs (1.5 cms) (October 15-18, 1934). Prior to 1974 when the 2750 cfs (78 cms) peak flow occurred, maximum measured discharge was 1060 cfs (30 cms) which occurred on March 11, 1935. This discharge is the highest recorded peak flow for any spring in Missouri.

Two dye traces by Aley (1976a; p. 75 and 1976b; p. 29) show the recharge area for Alley Spring lying west of the spring and north of the Jacks Fork River. A substantial part of the recharge area near Summersville, Missouri, is characterized by losing streams and intense surface karst.

Alley Spring discharge responds rapidly to precipitation events, a characteristic shared by many Ozark springs. Aley (1976; p. 75-76) traced water from a temporarily-ponded sinkhole about 2½ miles (4 km) northeast of Summersville to Alley Spring. The dye appeared in the Spring, 11 miles (17.6 km) away, less than eight days later, requiring a travel rate greater than 300 feet/hour (91 m/hour).

Another dye trace by Aley (1978; p. 29-35) showed hydrologic interaction between major springs whose rises were separated several miles. Dye introduced into a losing stream about 2 miles (3.2 km) west of Summersville appeared 14.5 miles (23 km) away at Alley Spring. Dye was also recovered at Blue Spring on the Jacks Fork River approximately 9 miles (14.5 km) southeast of the injection site. Estimated time of travel to Blue Spring was approximately 13 days and to Alley Spring, 15 days. Mean straight-line rate of tracer movement was 256 feet/hour (78 m/hour) for Blue Spring and 228 feet/hour (69 m/hour) for Alley Spring. Hydrologic interaction between major springs is rare in the Ozarks. Vandike (1979) conducted two dye traces in the North Fork River basin with dye from a single trace exiting from two widely separated springs. Aley (1978) feels that the interaction is caused when recharge exceeds subsurface conduit capacity, causing the excess water to be diverted by another flow system to a different spring. Quinlan and Rowe (1977) have experienced similar results when dye tracing in a distributary cave system in the central Kentucky karst.

Alley Spring stopped flowing for 12 hours on one occasion (Bridge, 1930). Water level in the spring pool decreased rapidly and fell to about 5 feet (1.5 m) below normal pool level. After about 12 hours, the water level rose and flow resumed with the spring highly turbid for several days. Formation of a large upland sinkhole at approximately the same time some 15 miles (24 km) northwest of the spring was thought to be the cause of the temporary blockage of the spring supply channel.

Day 3: Alley Spring, Missouri, to Blanchard Spring Caverns, Arkansas

Mileage	Diff.	
0		Leave Alley Spring parking lot and turn left. Proceed east on Hwy. 106.
5.6	5.6	Junction Hwy. 106 and Hwy. 19. Turn right and proceed south on Hwy. 19.
16.4	10.8	Entering Winona, Missouri. Turn right and proceed west at junction of Hwys. 19 and 60.
18.5	2.1	Junction Hwys. 19 and 60. Turn left and proceed south on Hwy. 19.
35.7	17.2	Crossing Eleven Point River.
36.4	0.7	Turn right into Greer Spring parking area. This spring is privately owned. Please read and follow rules for visitors.

Stop 10: Greer Spring, Missouri

Greer Spring, third largest spring in the Missouri-Arkansas Ozarks, issues from two outlets in the lower Gasconade Dolomite. The spring branch, longest for any major spring in the Ozark region, is nearly 1.5 miles (2.4 km) long. Most major springs in the Ozarks rise adjacent to major creeks or rivers, but Greer Spring is over a mile (1.6 km) away and about 30 feet (9 m) above the Eleven Point River. The surface watershed of the spring branch measures slightly under 3 square miles (8 sq. km), is steep-walled and quite similar to neighboring valleys. There is no alluvial flood plain. Aley (1975) feels Greer Spring is a relatively new landscape feature based on his study of the geomorphology of the spring branch and the configuration of the recharge area.

Greer Spring's two rises are about 300 feet (90 m) apart, and the upper is about 15 feet (4.5 m) higher. The upper opening is a cave in the dolomite, explorable for several hundred feet past a waterfall and plunge pool, into a low passage where water level and ceiling meet at a siphon. The lower rise is a vigorous boil from a completely water-filled conduit, under considerable hydrostatic pressure. During low flow periods, the boil decreases to a point where the water surface is fairly quiet. Peak flow periods produce a mounded boil 2 or 3 feet (0.7 - 1.0 m) high. Flow data have been collected for the spring since 1929. Peak recorded flow occurred May 26, 1927 at 903 cfs (25.5 cms). Minimum recorded flow was November 16, 1956; 104 cfs (2.9 cms). Average flow for over 50 years is about 290 cfs (8.2 cms).

Several authors, notably Doll (1938) and Beckman and Hinchey (1944) attempted to outline the recharge area for Greer Spring. Aley (1975) made the first successful dye trace to the spring. Dye traces by Aley (1975) and Tryon (1978; written comm.) show the recharge area to lie west and north of Greer Spring in the upper Eleven Point River and Spring Creek watersheds. The recharge area is apparently irregular in shape, long and narrow. Losing streams as far west as Willow Springs, Missouri, 35 miles (56 km) from Greer Spring, provide recharge.

During periods of low flow, when the boil is less powerful, divers have been able to penetrate the lower rise to a depth of more than 100 feet (30 m) (Vineyard, 1974). No attempts have been made to dive the siphon in the upper outlet.

Greer Spring was named for Captain John Greer who harnessed the spring water to power a mill over 100 years ago. The first mill, built on the spring branch, was reached by a rough and steep road; vestiges of the road remain as the trail from the mill to the spring. A team of oxen was trained to navigate the road without the aid of a driver. Oxen, stronger and more placid than horses, were needed to bring grain-laden wagons up and down the steep hill to the mill without mishap. Around 1883, construction began on a roller mill on a hill above the spring branch. A unique belt system was used to transfer the power from the mill wheel in the spring branch to the mill, several hundred feet above. The mill was completed in 1899 and still stands beside the highway.

Cumm. Mileage	Diff.	
36.4		Leave Greer Spring parking area and proceed south on Hwy. 19.
	2.1	
38.5		Large, shallow sinkholes on left side of road. Sinkholes such as these dot the Alton karst plain.
	6.3	
44.8		Junction Hwys. 19 and 160. Turn left and proceed south on Hwy. 19.
	15.7	
60.5		Junction Hwys. 19 and 63. Cross Hwy. 63 and continue on Hwy. 19. Entering Thayer, Missouri.
	0.6	
61.1		Crossing Two-Mile Creek.
	0.6	
61.7		Junction Hwy. 19 and Rte. W. Turn right and proceed west on Rte. W.
	5.5	
67.2		Pavement ends; continue straight ahead.
	0.4	
67.6		Turn right on dirt road.
	0.1	
67.7		STOP! Do not drive into Grand Gulf!

Stop 11: Grand Gulf, Missouri

Grand Gulf is a collapsed cave with a natural bridge, karst canyon, and cave remaining as remnants of a once-extensive cavern. Bretz (1956) attributed the collapse to cave development along a fault zone which is well exposed in the walls of the sink. Faulting, associated folding and brecciation can be seen at the east end of Grand Gulf near the cave entrance and at other locations in the sink. The fault plane does not transect the natural bridge, thus explaining its escape from collapse. Grand Gulf, including its side tributaries, is nearly one mile (1.6 km) long. The collapse caused a major part of Bussell Branch drainage to be pirated from its former surface route, adding approximately 20 square miles (52 sq. km) surface drainage into Grand Gulf, causing it to flood when there is excessive rainfall. The cave, at the eastern end of the karst canyon, has received a tremendous amount of flood debris and sediment. Owen (1898) explored the cave for about 500 feet (150 m), using a boat in a large underground stream. Today, the enterable portion of the cave is far less. Recent preliminary work by divers indicates that some of the flooded cave may be accessible using self-contained underwater breathing apparatus, but the extensive galleries and broad stream seen by Owen remain elusive to modern explorers.

Hedden (1968) mapped much of the geology in the Thayer area and used aerial photographs to identify lineaments and possible fault traces. Grand Gulf is developed in lower Ordovician Cotter Formation, an argillaceous dolomite containing minor beds of sandstone and chert. Typically, the Cotter hosts few caves but numerous sinkholes. In the area north and west of Grand Gulf, there is an extensive surface karst with many compound sinkholes. The Mansfield fault system, which extends from near Mammoth Spring, Arkansas, to northwest of Mansfield, Missouri, passes through the area. It is probable that faulting and associated fracturing have played an important role in the solution development of this area.

Toney Aid (1966; unpub. rpt.) traced fluorescein dye from Grand Gulf to Mammoth Spring, approximately 8 miles (13 km) southeast. The Grand Gulf and its associated surface karst, therefore, form a major part of the Mammoth Spring recharge area (Vineyard and Feder, 1974).

Cumm. Mileage	Diff.	
67.7		Return to gravel road and turn left; proceed east, back to Thayer.
	0.6	
68.3		Pavement begins.
	5.4	
73.7		Junction Rte. W and Hwy. 19. Turn right and proceed south on Hwy. 19.
	1.0	
74.7		Junction Hwys. 19 and 63. Turn right and proceed south on Hwy. 63.
	1.1	
75.8		Crossing Missouri-Arkansas border. Entering town of Mammoth Spring, Arkansas.
	0.1	
75.9		Turn left into Mammoth Spring State Park. Follow road to parking area.
	0.4	
76.3		Enter parking lot.

Stop 12: Mammoth Spring, Arkansas

Mammoth Spring, the largest in Arkansas and second largest in the Ozarks, discharges from a nearly vertical conduit in the lower Ordovician Cotter Dolomite. The spring rise is only 500 feet (150 m) from the Missouri-Arkansas border. Water from the spring is impounded by a dam with a now-inactive hydroelectric power plant. After flowing a few thousand feet, the spring branch enters Spring River. Discharge measurements for the spring are few, but the average flow is about 315 cfs (8.9 cms). Minimum and maximum recorded discharges for the spring are 240 cfs (6.8 cms) and 431 cfs (12.2 cms).

The recharge area for the spring is fairly well defined and lies almost entirely in Missouri. Dye tracing by Aid (1966), Aley (1975), and Dean (1978) show the recharge area to be primarily upper Warm Fork Spring River drainage plus smaller parts of the southern Eleven Point River watershed and the extreme eastern North Fork River watershed.

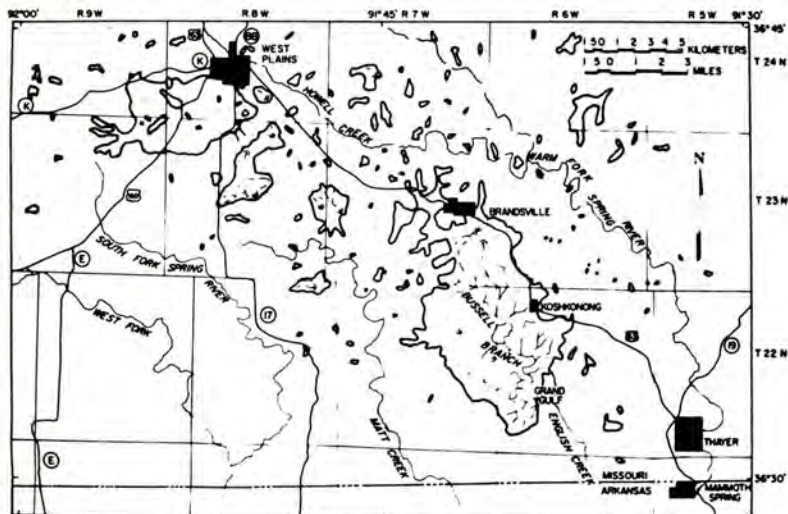


Figure 18. Map of West Plains-Grand Gulf Karst, Missouri, showing relationships to surface drainage and principal resurgence at Mammoth Spring, Arkansas.

Abbildung 18. Karte des West Plains-Grand Gulf Karst, Missouri, auf der die Verhältnisse zur Oberflächenentwässerung und zum Hauptwiederaustritt bei Mammoth Spring, Arkansas dargestellt sind.

Figure 18. Carte de West Plains-Grand Gulf Karst, Missouri, montrant ses rapports au drainage superficiel et à la résurgence principale à Mammoth Spring, Arkansas.

Dye tracings and potentiometric data from wells show the eastern boundary of the North Fork River watershed to be the western boundary of the Mammoth Spring recharge area (Vandike, 1979).

There are few large springs in the Cotter Dolomite, but the intense structure in the recharge area for Mammoth Spring appears to enhance solution and cave development. Hedden (1968) mapped several faults in the area northwest of Mammoth Spring. Analysis of LANDSAT imagery shows numerous lineaments. A structural contour map drawn on the base of the Roubidoux Formation shows a broad, southeast-plunging syncline which extends from northwest of West Plains, Missouri, into Arkansas. The axis of the syncline crosses into Arkansas near Mammoth Spring. The recharge area of the spring is characterized by numerous sinkholes, very deep weathering with thick residuum, and an abundance of losing streams.

Sewage lagoons at West Plains, Missouri, about 24 miles (38 km) northwest of the spring, are built on the floodplain of Howell Creek, a losing tributary of Warm Fork Spring River. Sinkhole collapses have occurred in the lagoons on several occasions since their construction in 1965. The latest collapse, on May 5, 1978, released approximately 25 million gallons (94,000 cu. m) of raw and partially treated sewage into the groundwater system. Further sinkhole collapses a few days later released an additional several million gallons. Dye injected into the disappearing effluent by Dean (1978) reappeared at Mammoth Spring 12 days later. The event received nationwide news coverage and at least 700 illnesses were reported from residents drinking groundwater contaminated by the sewage. An expensive new sewage disposal system, utilizing the latest technology, has since been constructed and the leaky lagoons are no longer used.

The deep weathering and fracturing in this area allows very rapid groundwater recharge. Most of the watersheds in the recharge area contain losing streams and very few of the numerous large sinkholes hold water. A continuous water level recorder maintained by the Missouri Division of Geology and Land Survey at an abandoned city well at West Plains shows groundwater rises of over 100 feet (30 m) within a few hours after major precipitation events.

Cumm. Mileage	Diff.	
76.3		Leave parking lot; turn left and proceed back to Hwy. 5.
	0.4	
76.7		Turn left and proceed south on Hwy. 5.
	0.1	
76.8		Turn right on Hwy. 9 and proceed south. For the next 70 miles, to Mountain View, Arkansas, the field trip will follow Hwy. 9. The route is across the rolling hills of the southern edge of the Salem Plateau for the first 45 miles (72 km) to Melbourne, Arkansas. The next 25 miles (40 km) to Mountain View winds its way through the Springfield Plateau at one of its narrowest parts. Mountain View sits at the base of the abrupt escarpment of the Boston Mountains Plateau. The Salem and Springfield Plateaus are underlain by Ordovician and Mississippian rocks that are primarily karstified carbonates. The Boston Mountain Plateau is capped by Pennsylvanian clastic rocks and does not contain karst except on the fringes where dissection has exposed underlying carbonates. The Salem Plateau is highly dissected but the slopes and relief are moderate because stream entrenchment is slight. Surface elevations along the highway range from a low of 500 feet (150 m) at Mammoth Spring up to 950 feet (290 m) about 2 miles (3.2 km) south of Wheeling, Arkansas, and then back down to 600 feet (180 m) at Melbourne. Local relief is usually about 100 feet (30 m). The Salem Plateau slopes to the south and its summit ranges from about 800 feet (245 m) near Mammoth Spring to 700 feet (215 m) near Melbourne.
	20.1	
96.9		Junction Hwys. 62 and 9. Continue straight on Hwy. 9.

- 118.7 21.8 Outliers of Springfield Plateau visible on the horizon ahead and to the right of the highway.
- 121.8 3.1 Entering Melbourne, Arkansas. Junction Hwy. 69 to the left and Hwy. 9 to the right. Turn right on Hwy. 9.
The next 25 miles (40 km) to Mountain View will cross the Springfield Plateau. This portion of the Springfield Plateau has been highly dissected by the White River and its tributaries. The slopes are steep and the relief moderately high due to deep entrenchment of the White River. The Springfield Plateau slopes to the south and its summit elevation ranges from 1100 feet (335 m) south of Melbourne to 800 feet (245 m) at Mountain View where it is terminated by the Boston Mountain Plateau.
- 126.6 4.8 Pull-out on left and scenic view to the south looking through rugged, dissected Springfield Plateau to the Boston Mountain Plateau on the horizon 13 miles away.
- 134.1 7.5 Pull-out on left; scenic view to south and east. East Twin Creek immediately below pull-out is at elevation 400 feet (122 m). Pull-out elevation is 800 feet (244 m). Brandenburg Mountain, the mountain the highway winds around, has a summit elevation of 100 feet (335 m) and the White River, not directly visible, but either 2 miles (3.2 km) south or 2 miles west, is at elevation of 300 feet (90 m).
- 141.2 7.1 White River. Bridge built in 1974 to replace current-powered river ferry.
- 141.4 0.2 Junction Hwy. 5, Hwy. 9 and Hwy. 14 (Allison Junction). Turn left toward Mountain View on combined Hwys. 5, 9 and 14.
- 145.7 4.3 Junction Hwy. 382 and enter Mountain View, Arkansas, population 1866, the county seat of Stone County and home of the Ozark Folk Center, an Arkansas State Park dedicated to the preservation and sharing of the Ozark Mountain way of life including its "cabin crafts", its music and dance, its oral history, and its folk lore. Turn right on Hwy. 382 to the Ozark Folk Center.
- 146.5 0.8 Junction Hwy. 382 and 382 S. Turn left on Hwy. 382 and enter the Ozark Folk Center.
- 146.8 0.3 Leave the Ozark Folk Center lodge parking lot and retrace route to Allison Junction via Hwy. 382 and combined Hwys. 5, 9 and 14.
- 152.2 5.4 Junction Hwys. 5, 9 and 14 (Allison Junction). Turn left on Hwy. 14 toward Blanchard Springs Caverns.
- 153.6 1.4 Enter Sylamore Ranger District, Ozark National Forest.
- 162.4 8.8 Entrance road to Blanchard Springs Caverns; turn right.
- 164.0 1.6 Turn right to Caverns.
- 164.5 0.5 Blanchard Springs Caverns parking lot and visitor information center.

Stop 13: Blanchard Springs Caverns, Arkansas

Blanchard Springs Caverns and Roland Cave are in the northern Arkansas limestone region near the extreme southeastern end of the

Springfield Plateau. The rock strata dip slightly to the south, consistent with the regional trend of the northern Arkansas area. Locally, faulting and minor folding provided the fractures and joints which allowed accelerated solution of the limestone.

Stream erosion has exposed rocks of Ordovician to Mississippian age. Solution weathering has left a thick mantle of residuum in some areas, and erosion has exposed rock outcrops in others. Stream down-cutting activity has accelerated erosion in the valleys while the mountain crests have a rounded to flat-top contour with steep slopes. The rounded mountain tops are attributed to the weathering characteristics of the cherty Boone Formation. Within the Blanchard Springs area, the elevation rarely exceeds 900 feet (275 m) above mean sea level with a minimum relief of 500 feet (152 m) to the valley floors. There are many sinkholes in this part of the Ozarks, but many others have been completely obliterated by fill of colluvial detritus.

The sedimentary rocks of the Blanchard Springs area consist of limestones, dolomites, cherts, sandstones and shales, all of the Paleozoic era. Both Blanchard Springs Caverns and Roland Cave are developed between the overlying Boone Formation of Mississippian age, and the underlying St. Peter Sandstone of Ordovician age. Above the St. Peter Sandstone and in the vicinity of the caverns the carbonate sequence measures approximately 230 feet (70 m) thick and consists of the Joachim Dolomite, and the Plattin, Kimmswick, Fernvale, and St. Clair Limestones. Solution activity has resulted in four levels of cavern development. Speleogenesis does not appear to be strongly related to lithologic variations, but appears to be controlled by surface valley erosion with subsequent spring openings draining the several cavern levels as they are breached.

The speleothems found in the caverns cover a wide range of growth types including air-growth, subsurface water-growth, and air-water contact growth. Recrystallization of much of the original calcitic minerals has occurred in much of the travertine and stalactitic structures. Crystalline coating of stalctites and stalagmites has occurred in areas where water has replaced formerly air-filled areas. Waterflow through many of the formerly air-filled areas has also eroded many older air-growth stalagmites.

Blanchard Springs Caverns and Roland Cave have been known since the white man first came into the area in the early 1800's. Roland Cave was easy to enter, but was fairly devoid of speleothems. Blanchard Springs Caverns were known only by observing the large, dark, and mysterious pit in the narrow valley upstream of the springs. Apparently, the first recorded entry into the pit was about 1930, when a Forest Service employee went to the bottom down a 70 feet (21 m) rope. Since he did not have a good light, he did not go beyond the area around the pit. Between 1930 and 1963, many small spelunking groups went into the cave through the pit and explored for considerable distances. In 1963, several cavers who had been mapping and exploring found a new, previously unknown level containing many speleothems.

In 1964, the first official action of the Forest Service toward development of the cave was the geologic, topographic, and subsurface mapping. Results of that work started the commercial development of Blanchard Springs Caverns. During the development stage, members of the National Speleological Society, through contacts with the Forest Service, continued exploration and mapping in the unknown portions of Blanchard. There are now about 6 miles (9.7 km) of lineal mapping in Blanchard and about the same in Roland Cave. The results of the survey and mapping indicate that Roland Cave and Blanchard Springs Caverns were connected by a passable opening at one time, but a 700 foot (215 m) connection between the two now has a breakdown blockage. Water from Roland flows into Blanchard through the breakdown.

The trip through Blanchard Springs Caverns will include all developed areas on the two currently available guided tour routes, the Dripstone Trail and the Discovery Trail. The cave will be entered by an elevator in the Visitor Information Center. The elevator descends a man-made shaft to the upper cavern level. From the bottom of the elevator shaft a man-made tunnel leads a short distance to the natural cavern and the spacious Cathedral Room.

The Dripstone Trail tour stays in the upper level of the cave and includes a trip through the Cathedral Room. Our trip through the cave will visit this area as we return to the elevators to leave. We will continue by following the Discovery Trail tour route which crosses the Cathedral Room and then begins a descent to the lower level of the

cave. In the lowest level of the cave the cave stream will be visited. This stream eventually emerges from a totally water-filled passage and flows onto the surface as Blanchard Springs. The tour passes beneath the natural sinkhole entrance, a shaft 70 feet (21 m) deep. Most of the Discovery Trail follows a very large lower level passage. The first portion of this passage is undecorated by speleothems but the last portion contains some massive displays of secondary calcium carbonate growth. The trail finally doubles back and climbs to the upper level and the Ghost Room.

From the Ghost Room the tour will exit the cave via a man-made tunnel. After a short pause on the surface, our trip will walk about 0.1 mile along a paved road and re-enter the cave via another man-made tunnel. This tunnel leads to the rear portions of the Dripstone Trail tour which will be followed in reverse order to return to the Cathedral Room and hence, the elevator which will be used to exit the cave.

Cumm.	Diff.	
Mileage		
164.5		Retrace route to the Ozark Folk Center lodge.
	17.7	
182.2		Ozark Folk Center Lodge.

Day 4: Ozark Folk Center to Springfield, Missouri

Cumm.	Diff.	
Mileage		
0		Leave the Ozark Folk Center lodge parking lot. Retrace route to Allison Junction via Hwy. 382 and combined Hwys. 5, 9 and 14.
	5.4	
5.4		Junction Hwys. 5, 9 and 14 (Allison Junction). Continue straight ahead on Hwy. 5. For the next 70 miles (112 km) the route will follow Hwy. 5 northward into southern Missouri with one short side trip to view Norfolk Dam. For the first 13 miles (21 km) the route will wind through the Springfield Plateau subprovince..
	0.2	
		We cross the boundary between the Springfield Plateau and the Salem Plateau a few miles south of the White River. The remainder of the route will be across the dissected Salem Plateau.
	13.4	
19.0		Approximate northern boundary of Springfield Plateau subprovince.
	2.9	
21.9		Bridge over White River; leave Stone County and enter Izard County.
	13.1	
35.0		Wolf House on left. Built in 1809, it was the first house in Arkansas to be occupied by white people.
	0.1	
35.1		Bridge over North Fork River.
	2.7	
37.8		Junction Hwys. 5 and 177. Proceed on Hwy. 177 toward Norfolk Dam. Road passes the base of the dam, climbs the west abutment, circles a hill and then crosses the dam.
	2.5	
40.3		Crest of Norfolk Dam at west abutment. Parking area.

Stop 14: Norfolk Dam, Arkansas

During the late 1930's and 1940's, extensive studies were performed by the U.S. Corps of Engineers' Little Rock District along the White River and its tributaries in southern Missouri and northern Arkansas. The White River presented an excellent potential for hydroelectric power development because of its large drainage area and high base flow. Several power companies interested in developing impoundments on the river failed to find suitable sites for dams due to deep solution weathering in the carbonate rock terrain.

Corps geologists examined numerous potential dam sites. Sites which appeared quite good on surface examination were found to be poor after exploration drilling. Remedial foundation treatment necessary to control leakage was judged to be excessively expensive. Nearly every site examined contained deep weathering in the abutments.

Project geologists found little formal work concerning carbonate weathering in the literature. Geologists finally began to grasp the problem when caves in this area were closely examined. Most of the caves contained clay fill, but no surface sources for the clay were found at most of the caves and upon close scrutiny, it was discovered that the clay was not detrital, but residual. Sedimentary structures could be traced from wall rock into and through the clay. Minor beds of shale and chert were present *in situ* in the clay. The concept of carbonate-to-clay decomposition with no volume reduction was born. The concept, firmly believed by project geologists, was for a time considered geologic heresy. Further examination of the excavations, road cuts and any other location where soil-bedrock contacts could be seen, supported this concept.

This *in situ* weathering accounted for the presence of clay-filled cavities, but it did not explain the mechanisms or provide clues to determining surface expression of subsurface weathering conditions. The high cost of exploration drilling necessitated finding a rapid, inexpensive method for delineating poor sites from potentially good sites. Examination of field data showed that a correlation between topography and degree of weathering existed if two assumptions were used. First, the depth of weathering on a slipoff slope is directly proportional to the time of exposure in relatively undisturbed and uniform carbonate rocks. The second assumption, not as obvious or easily understood, is that one or more of the products of weathering acts as a catalytic agent which greatly accelerates the speed and depth of chemical decomposition in the areas where the residual soil was not promptly scoured off by erosion (Roberts, 1964).

Using these two assumptions, it appeared possible to search for a dam site without costly physical exploration. The ideal site was believed to possess two steep valley walls where a high watertable existed, allowing for rapid removal of weathering products and only shallow groundwater weathering. These concepts were applied at the Bull Shoals site. Core drilling showed the site to indeed be favorable and remedial foundation treatment costs were quite reasonable.

Though the two assumptions worked well, it was some 25 years before more definitive work revealed the mysterious catalytic agent. An electric current, caused by the contact of heterogeneous rock masses, was felt to be the principal factor leading to the formation of residual clay deposits where water containing oxygen is present. This work also led to the discovery of topographic clues to the presence of "false fronts". A "false front" is described as a pocket or area in a valley wall that is separated from the valley by a relatively thin shell of sound rock. In carbonate and granitic rock terrain, bold outcrops often represent only a thin veneer of solid rock and are backed by deeply weathered material. Sites containing false fronts were all found to exhibit a flattening of the slope above the rock outcrop, followed by a slope steepening. The flat slope does not allow for the removal of weathered materials.

The aforementioned concepts were also put to use in the building of Norfolk Dam. This impoundment is built in Ordovician-age dolomites of the Jefferson City and Cotter Formations. Though weathered material was encountered in the abutment work, the degree of weathering was felt not to be so severe that the integrity of the dam was in question. The dam is situated on a downthrown fault block. The northern bounding fault is perpendicular to the axis of the dam and contains numerous clay-filled solution cavities. Drilling indicated that the valley wall between the dam and fault was sound but somewhat thin. The worst possible situation was felt to be removal of the clay-fill by reservoir hydrostatic pressure. The resulting flood would have been of a magnitude less than past recorded floods.

The 225 feet (76 m) gravity dam was constructed in the early 1940's and the lake filled in 1944. No leakage has developed in the north abutment and no reservoir rim grouting was ultimately required.

Cumm. Mileage	Diff.	
40.3		Leave Norfolk Dam and retrace route to Hwy. 5.
43.8	3.5	Junction Hwys. 5 and 177. Turn right and proceed north on Hwy. 5.
60.4	16.6	Arkansas-Missouri state line. Leave Baxter County, Arkansas and enter Ozark County, Missouri.

- 18.6
79.0 Junction Hwys. 5 and 160. Turn left on Hwy. 160. The route continues westward for almost 25 miles (40 km) before turning south again to visit the Ozark Underground Laboratory. The route remains within the dissected Salem Plateau subprovince.
- 11.9
90.9 Bridge across Little North Fork arm of Bull Shoals Lake. Bull Shoals Dam impounds the White River in Arkansas near Mountain Home to form this lake. Bull Shoals Dam looks very much like Norfolk Dam and the carbonate karst terrain at the two dam sites and in the two reservoirs is also very similar.
- 11.5
102.4 Turn left on unmarked gravel road and proceed south to the entrance to Ozark Underground Laboratory.
- 2.0
104.4 Junction with gravel driveway into Ozark Underground Laboratory.
- 1.1
105.5 Junction. Take gravel road downhill to the right.
- 0.2
105.7 Ozark Underground Laboratory field house parking area.

Stop 15: Ozark Underground Laboratory and Tumbling Creek Cave, Missouri

Tumbling Creek Cave, also known as Bear Cave, is developed in the Jefferson City Dolomite. In this area, the Jefferson City is a light brown to brown, medium- to finely-crystalline dolomite and argillaceous dolomite containing minor units of sandy dolomite, sandstone, and chert.

The cave has a surveyed length of over 10,000 feet (3048 m) and is operated as a spelean laboratory. Research projects in disciplines ranging from biology to hydrology are conducted in the cave, both by owner and director Thomas Aley and outside individuals and organizations. The laboratory, established in 1966, now includes 286 surface acres (1.2 sq. km) which overlies most of the cave system. Land around the cave is not suitable for row crop farming and there are no large towns near the facility, so man's activities, both past and present, have had minimal impact on the cave. The cave has been designated a National Natural Landmark, primarily because it is habitat for the most diverse fauna of any known cave west of the Mississippi River. Educational tours and workshops at the laboratory stress surface-subsurface relationships in soluble rock terrain.

The Bear Cave entrance to Tumbling Creek Cave measures some 70 feet (21 m) wide and 5 feet (1.5 m) high. A second entrance shaft was sunk to allow more convenient access to the cave and assure better control of traffic into the cave. A sizeable cave stream flows through much of the cave. During low flow periods the stream enters a small pit some 350 feet (106 m) from the natural entrance and emerges along Bear Creek as a spring. Water flows from the Bear Cave entrance during periods of peak flow.

The cave system has an older, higher level represented by the East and Northwest Passages and a lower, wet passage followed by the cave stream. The two levels intersect at the Big Room.

From the natural entrance, the lower stream passage meanders gently to the northwest. Passage height progressively diminishes from 5 to 6 feet (1.5 to 1.8 m) near the entrance to about 2½ to 3 feet (0.75 to 0.9 m) about 650 feet (200 m) from the entrance. After about 350 feet (106 m) of low, wet passage, ceiling height increases to 5 or 6 feet (1.5 to 1.8 m) once again. This stream passage is characterized by low, wide, bedding plane-controlled passage. As the passage reaches the Breakdown Chamber, it assumes a narrower, higher cross-section.

The artificial entrance intersects the cave at the end of a higher passage trending southwest from the Breakdown Chamber. A building over the 22 feet (6.7 m) shaft and a door across the passage decreases the impact of a second entrance on physical conditions and fauna. From the entrance chamber, one can directly enter the stream passage through a small connecting passage or follow the dry passage to its intersection with the breakdown chamber some 500 feet (150 m) to the northeast.

The Breakdown Chamber and its northern extension, the Big Room,

form a large, continuous room some 450 feet (137 m) long. It is in this area that the higher East and Northwest Passages intersect the stream passage. Ceiling height in the Big Room varies from 15 to 20 feet (4.5 to 6 m) except where the passage intersection occurs; here it is 50 feet (15 m).

About 300 feet (91 m) upstream from the Big Room, the stream passage forks. The water enters from a low, wet passage penetrable to the northwest for about 400 feet (122 m). The northeast branch, the Dry Stream Passage, continues for about 500 feet (152 m) and exhibits the low, wide character of the Lower Stream Passage.

The East Passage, which intersects the Big Room, is traversable for about 1900 feet (580 m). Its cross-section is generally less elongated than that of the stream passage. Areas of ceiling collapse are common. This passage contains most of the generally accessible speleothems.

The Northwest Passage, an earlier extension of the East Passage, extends just over 1300 feet (396 m) from the Big Room. Ceiling height varies up to about 20 feet (6 m) and width is generally 10 to 20 feet (3 to 6 m). Passage cross-section is similar to the East Passage and vadose stream alteration is apparent. This passage is designated by the lab as a wilderness area.

Another upper passage, Hibernation Hall, is a tributary of East Passage. This passage begins some 200 feet (61 m) into East Passage and extends southwest to just over the Breakdown Chamber. The passage is generally higher than wide, with ceiling height up to 20 feet (6 m) and width varying from about 8 to 20 feet (2.5 to 6 m).

Thomson and Aley (1971a) describe the cave as originating as two separate sets of passages. The upper level consists of the Northwest and East Passages, Hibernation Hall and their lesser tributaries. After original phreatic development along bedding and joint planes, the passage served as a conduit feeding a spring system. Vadose enlargement in the lower passage may have occurred after a major collapse in the Big Room, causing the cave stream to form a new passage around the collapse and eventually abandon its higher route.

Water from the cave enters Bear Creek and eventually, Bull Shoals Reservoir. Dye traces by Tom Aley have shown that losing reaches of Bear Creek and its tributaries provide water to the cave. Flow of the cave stream is generally 0.5 to 30 cfs (0.015 to 0.85 cms), but flows as high as 100 cfs (2.8 cms) have been observed after major storms. Peak flows in the cave normally occur within a day of the time precipitation occurred, which is slightly slower than adjacent surface drainages (Thomson and Aley, 1971b).

Ozark Underground Laboratory is one of only a few such facilities in the world. Outside researchers can establish research plans which the laboratory staff carries out. Data can be collected on nearly any scale and interval without the researcher even visiting the cave. Carefully controlled access, unaltered surface conditions and frequent instrumentation checks make this cave ideal for hydrologic study and its varied biota provides numerous possibilities for studies in the life of the cave environment.

Cumm. Diff.

Mileage

105.7

Leave Ozark Underground Laboratory and retrace route to Hwy. 160. Our route from Ozark Underground Laboratory continues westward. Most of this route segment is a continuation of the traverse across dissected Salem Plateau. A small, highly dissected outlier of the Springfield Plateau is crossed at the beginning of this route segment and the edge of the Springfield Plateau is again encountered near Marvel Cave.

109.0 3.3

Junction Hwy. 160 and gravel road. Turn left and proceed west on Hwy. 160.

110.3 1.3

Junction Hwys. 160 and 125. Turn right and continue on Hwy. 160. In the next 1.5 miles (2.4 km) the highway will climb up onto an outlier of the Springfield Plateau.

117.7 7.4

Begin gradual 2 mile (3.2 km) descent from Springfield Plateau back down to the Salem Plateau.

127.7	10.0	Junction Hwys. 160 and 76. Turn left and continue west on Hwys. 160 and 76.
	2.9	
130.6	0.1	Junction Hwys. 160 and 76. Turn left on Hwy. 76.
130.7		Bridge over White River and headwaters of Bull Shoals Lake.
	12.0	
142.7		Junction Hwy. 76 and Business Route 65. Turn left on Business Route 65.
	1.8	
144.5		Junction Hwy. 65, Business Hwy. 65, and Rte. V. Turn left and proceed south on Hwy. 65.
	1.3	
145.8		Junction Hwys. 65 and 165. Turn right on Hwy. 165.
	2.7	
148.5		Pull-out on right. This is Table Rock. View of White River valley with Lake Taneycomo directly below and Table Rock Dam to the left. Continue straight ahead on Hwy. 165.
	3.6	
152.1		Crossing Table Rock Dam.
	1.2	
153.3		Junction Hwys. 165 and 265. Turn left and proceed north on Hwy. 265. Also leave Salem Plateau and begin gradual 5 mile (8 km) ascent to the Springfield Plateau surface.
	5.7	
159.0		Junction Hwys. 265 and 76. Turn left and proceed west on Hwy. 76.
	0.5	
159.5		Junction Hwy. 76 and Lake Road 76-60. Turn left and proceed south on Lake Road 76-60.
	0.5	
160.0		Turn right and enter Silver Dollar City and Marvel Cave parking lot.

Stop 16: Marvel Cave, Missouri

Though far from the longest cave in Missouri, Marvel Cave is the deepest at 383 feet (117 m). The only known entrance is a solution-enlarged joint at the base of an elongated sinkhole in a valley head near the top of Indian Ridge in the headwaters of Jake Creek.

By the late 1800's lead and zinc mining were in full swing in southwestern Missouri. A group of investors from Lamar, Missouri, purchased Marvel Cave (then called Marble Cave) to mine lead, zinc or marble. No metals were found and the marble reported to be present was not. The company did mine bat guano for several years from the dry passage west of the Cathedral Room (Martin, 1974; p. 16).

As around most mines, a town sprang up. The town of Marmaris contained a school house, general store, foundry, woodworking shop, and a pottery. The town was destroyed by fire in 1893 after the guano mining ceased.

William Henry Lynch, a Canadian miner and writer, heard so much about the cave that he purchased it sight unseen. Lynch and daughters, Genevieve and Miriam, opened the cave to the public in 1894. The only improvement at that time was a ladder which connected the sinkhole entrance to the huge mound of debris in the entrance chamber. Economic problems forced Lynch and his daughters to return to Quebec to find more capital. When they returned, they found the cave being used for tours. Truman Powell, a spelunker and printer, claimed the cave by squatters rights since Lynch had been absent so long. Lynch was able to prove clear title and reclaimed the property. Lynch and his daughters spent many years improving the tour trails and transportation to the cave. After Lynch died in 1927, Genevieve and Miriam continued running the cave. In 1950 the operation was leased to the Hugo Herschend family.

The Herschend family spent the next several years making more improvements. They added electric lights, a steel and concrete tower to replace a wooden one, and an inclined railroad through a man-made tunnel to carry visitors from the cave.

Marvel Cave is now a National Natural Landmark and is surrounded by Silver Dollar City, a fascinating re-created 1880's town which

exhibits the crafts, skills, and lifestyle of early southwestern Missouri.

Unlike most Ozark caves which typically do not cross multiple formation boundaries, Marvel Cave begins in Mississippian limestone and bottoms in lower Ordovician dolomite. The sinkhole entrance and much of the Cathedral Room are in Reeds Spring Formation, a very cherty limestone of Mississippian age. The Pierson, Northview and Compton Formations, all of Mississippian age, are also exposed in the entrance chamber. The Pierson is a thin-bedded crinoidal limestone. The Northview is a thin shale and siltstone unit and the Compton Formation, the basal Mississippian carbonate in this area, is a thin-bedded limestone. Separating the Mississippian carbonates from the lower Ordovician Cotter Dolomite, is the Bachelor Formation, a very thin sandstone and shale of Mississippian age.

Reeds Spring Formation crops out in the sinkhole leading to the double skylight entrance to the cave. Upon entering the cave, the view of the entrance chamber, the Cathedral Room, is spectacular. The entrance tower is about 84 feet (26 m) tall, ending on a hill of breakdown rubble and guano. The winding trail to the bottom of this small mountain of rubble descends another 100 feet (30 m). The largest secondary calcite growth in the cave is near the west end of the Cathedral Room. This spectacular speleothem, the Liberty Bell, is a massive flowstone dome measuring 55 feet (17 m) high and 200 feet (61 m) in girth. Mineral-laden water which formed the speleothem entered through a very apparent joint over the structure.

The trail exits the Cathedral Room behind the Liberty Bell and leads into the Serpentine Way, a narrow, winding passage developed in the more resistant Compton and Northview Formations. The floor slopes deeper into the cave toward the Egyptian Room and Gulf of Doom, a vertical shaft 130 feet (40 m) high with fluted walls and pockets of red clay.

Stairways carry visitors deeper through a maze of descending tunnels to the base of the Gulf of Doom and even lower into Waterfall Room where the Lost River is first encountered. This river, the low point of the tour, once was prone to flooding after heavy rain. Now, a man-made dam upstream temporarily impounds floodwater which is gradually released. The Lost River may be followed some 2000 feet (610 m) upstream where it ends in breakdown. The downstream course is water-filled. Dye tracing has shown the Lost River to recharge Neely's Spring, 2 miles away in Indian Creek Valley. The spring was inundated when Table Rock Reservoir was created.

In the early days the cave tour ended at the Waterfall Room and visitors retraced their steps back to the entrance. Now, the tour continues to Blondie's Throne, a small chamber well decorated with dripstone. The passage was once low and muddy but the clay has been excavated to a comfortable walking level.

From Blondie's Throne, the trail winds upward on stairs built along the side of a vertical shaft, ending on an artificial platform. From here, the shaft is impressive and its origin by a waterfall is quite apparent. The inclined railway is then entered for the ride from the cave.

The stratigraphy exiting the cave is simply the reverse of that entering. The Bachelor Formation is just above the door of the railway terminal. If you ascend the steps to choose the front (highest) seat in the train, you pass through Compton and Northview Formations. The top of the stairs is at the Northview-Pierson contact. Only Pierson Formation is exposed in the tunnel on the train ride out.

Earliest mapping in the cave was by S. Fred Prince in 1895 to 1902. Prince's map was quite accurate and is only superseded by a more detailed map by Hoffman and others (1968). Hoffman's map shows 6702.65 feet (2043 m) of passage and does not include some smaller side passages or the terminal portion of the Lost River Passage.

Cumm. Diff.
160.0

Retrace route from parking lot for Silver Dollar City and Marvel Cave to Junction Hwy. 76 and Lake Road 76-60. From Marvel Cave the route doubles back to the east a short distance and then turns due north to Springfield, the terminus of the field trip. Almost immediately to the east the route leaves the Springfield Plateau and descends to the Salem Plateau. The route then

turns north and, roller-coaster fashion, crosses the highly dissected Salem Plateau. Shortly the peaks of this segment climb up into the highly dissected, northeast-trending Eureka Springs Escarpment of the Springfield Plateau and finally onto the Springfield Plateau.

	0.5	
160.5		Junction Hwy. 76 and Lake Road 76-60. Turn right and proceed east on Hwy. 76.
	2.4	
162.9		Leave Stone County and enter Taney County. In the next 3 miles (4.8 km) the highway will gradually descend from the Springfield Plateau to the Salem Plateau.
	6.7	
169.6		Junction Hwys. 76 and 65. Cross overpass, then turn right onto ramp and proceed north on Hwy. 65.
	12.2	
181.8		Leave Janey County and enter Christian County. Crest of hills now go above Salem Plateau surface.
	9.2	
191.0		Springfield Plateau surface.
	5.3	
196.3		Bridge over Finley River.
	7.1	
203.4		Bridge over James River and Lake Springfield.
	9.1	
212.5		Overpass and Junction I-44 and Hwy. 65. Cross overpass, take exit ramp to the right and proceed west on I-44.
	5.1	
217.6		Junction I-44 and Hwy. 13. Turn right and proceed north on Hwy. 13.
	1.9	
219.5		Junction Hwy. 13 and Fantastic Caverns Road (Farm Road 94). Turn left and proceed west on Farm Road 94.
	2.1	
221.6		Junction Farm Road 94 and Farm Road 125. Turn right and proceed north on Farm Road 125.
	0.3	
221.9		Junction Farm Road 125 and Farm Road 92. Turn left and proceed north on Farm Road 125.
	0.9	
222.8		Turn right into parking lot for Fantastic Caverns.

Stop 17: Fantastic Caverns, Missouri

Most caves, especially those with small, obscure entrances, are discovered by accident. Fantastic Caverns is such a place. The small natural entrance was found by John Knox while rescuing a hunting dog from a crevice in 1862. In 1867, twelve Springfield, Missouri, women made the first publicized exploration of the cave (Weaver and Johnson, 1980; p. 222). Prior to 1920, the cave, with entrance enlarged, was converted to an underground nightclub. It contained a dance pavillion complete with electric lighting. Gambling, bootleg whiskey drinking, and cock-fighting flourished. When these activities, which all happened to be illegal, got out of control, the cave was sold to the Knights of the Ku Klux Klan (KKK). The Klan used the cave as a meeting temple for six years but failed to pay off the mortgage and lost the cave (Bretz, 1956; p. 107). The list of cave owners is long. Some were successful, other were not. The cave was used for a number of years for a live radio country music show. Fantastic Caverns was named by F. B. Krehbiel, an experienced Missouri cave operator, who acquired the cave in 1951 (Weaver and Johnson, 1980; p. 212-213).

The cave entrance lies headward in a deep ravine about 800 feet (244 m) from the Little Sac River and 75 feet (23 m) above. At the entrance, the cap rock is quite thin. Prior to enlarging the entrance, breakdown and clay fill nearly choked the entrance passage. Just inside the entrance numerous dripstone deposits are found. Most impressive are the columns, some of which are wider than high, and more than a dozen occur within the first 100 feet (30 m). Some unusual forms of common speleothems abound in this cave. Most unusual are the "sugar beet" stalactites, those with a bulge growing

in the center of a more slender form.

About 450 feet (137 m) from the entrance is the Auditorium, a room 250 feet (76 m) long, 100 feet (30 m) wide and nearly uniformly 15 feet (5 m) high. This room housed the KKK meetings and country music show. And in 1968, it was the site of a masquerade ball for the annual convention of the National Speleological Society. Because of its uniform shape, the acoustics are outstanding.

Secondary calcium carbonate growths in this area follow joints. Past the Auditorium, dimensions decrease somewhat. About 100 feet (30 m) past the Auditorium a well casing passes through the northeast side of the passage. The well was drilled near a cabin over the cave. It is not uncommon in the Ozarks for well drillers to report encountering air- or water-filled openings. Such openings make it difficult to achieve an effective and sanitary seal around the casing. Roof thickness at the well is 40 feet (12 m). The driller failed to reach true bedrock until 70 feet (21 m) below the roof of the cave, which demonstrates the sizeable thickness of the clay fill in the cave.

About 1000 feet (305 m) inside the cave is the "Canyon", a point where the main passage is crossed by a deeply eroded stream channel which is cut in the clay floor of the room. The commercial tour ends here but much cave extends beyond. During dry weather, the low stream passage may be traveled. Upstream is the "Paradise Crawl", so named for a large (250 feet (76 m) long, 40 feet (12 m) wide and 40 feet (12 m) high) room about a third of the distance from the Canyon to the terminal siphon at the end of the cave. The Paradise Room is actually a continuation of the upper main passage. About 250 feet (76 m) of collapsed material separates it from the main passage past where the commercial tour ends. The passage from the Paradise Room to the terminal siphon is quite uniform, only a few feet across and 1 to 3 feet (0.3 to 1 m) high. Broken chert covers the floor. The Paradise Crawl measures 2640 feet (805 m) so a caver making the trip to the terminal siphon and back covers just over 1 mile (1.6 km) on hands and knees. The downstream water passage contains rimstone dams and a few blind cave fish (*Amblyopsis rosae*). This passage may be negotiated to within 600 feet (183 m) of the spring along the Little Sac River where the cave stream exits.

Fantastic Caverns is one of the few caves in the Ozarks where the caving continues with blue sky above. The narrow ravine which extends from the cave to the river is actually a breached cave. Old flowstone deposits, solution pockets, and other cave features are found along this ravine. The cave is slowly being destroyed by erosion and collapse. Man is also having a marked impact on the cave. Just south of the cave lies the Springfield Airport and an industrial park. Effluent from industries in the park has been detected in the spring water of the cave and other local springs, primarily in the form of heavy metals. The terrain around the airport is a sinkhole plain that is providing recharge to the shallow groundwater system.

This area of the Springfield Plateau physiographic province hosts numerous caves. Most, like Fantastic Caverns, are developed in limestone of the Burlington Formation. Passage trends in Fantastic Caverns indicate a degree of joint control with northwest and northeast sets being most dominant. Bedding planes control the ceiling in much of the cave.

Fantastic Caverns boasts a mile-long tour by Jeep-drawn trailers, rendering the cave accessible to nearly everyone. Originally, tours entered and exited through the enlarged natural entrance but to accommodate the butane-powered Jeeps, an artificial entrance was added a few years ago. The tour enters through the artificial entrance and exits through the natural entrance.

Cumm. Mileage	Diff.	
222.8		Retrace route to Farm Road 94.
224.1	1.3	Junction Farm Road 125 and Farm Road 94. Turn right and proceed west on Farm Road 94 toward Hwy. 160.
224.6	0.5	Junction Farm Road 94 and Farm Road 123. Turn left and proceed south on Farm Road 123.
225.5	0.9	Junction Farm Road 123, Farm Road 106, and North Westgate Avenue. Turn right and proceed southwest on North Westgate Avenue.

- 226.1 0.6 Ahead and to the right is Mono Industries and their industrial waste lagoon. The lagoon discharges directly to a sinkhole.
- 226.4 0.3 Junction North Westgate Avenue and Hwy. 160. Turn right and proceed northwest on Hwy. 160.
- 227.2 0.8 Junction Hwy. 160 and paved road. Turn left and proceed south on paved road toward Springfield Airport.
- 227.7 0.5 Left and ahead is Litton Industries industrial waste lagoon. In addition to the smell, this lagoon, located in a karst setting, has been causing groundwater pollution.
- 228.0 0.3 Springfield Municipal Airport parking lot. End of field trip.

REFERENCES CITED

- Aley, Thomas, 1975, A predictive hydrologic model for evaluating the effects of land use and management on the quantity and quality of water from Ozark springs: Prepared for the U.S. Forest Service (contract 05-1277), 244 p.
- _____, 1976, Identification and preliminary evaluation of areas hazardous to the water quality of Alley, Round and Pulltite Springs, Ozark National Scenic Riverways, Mo.: Prepared for Ozark National Scenic Riverways, National Park Service (purchase order PX6640-5-0314), 126 p.
- _____, 1978, Hydrologic studies of springs, Ozark National Scenic Riverways, Missouri: Prepared for the National Park Service (purchase order CX-6000-6-R065), 106 p.
- Beckman, H. C., and N. S. Hinchey, 1944, The large springs of Missouri: Mo. Geological Survey and Water Resources, Vol. 29, 2nd Ser., 141 p.
- Bretz, J Harlen, 1942, Vadose and phreatic features of limestone caverns: Jour. Geology, Vol. 50, no. 6, pt. 2, p. 675-811.
- _____, 1956, Caves of Missouri: Mo. Geological Survey and Water Resources, Vol. 39, 2nd. Ser., 490 p.
- Bridge, Josiah, 1930, Geology of the Eminence and Cardareva Quadrangles: Mo. Bur. Geology and Mines, Vol. 24, 2nd. Ser., 228 p.
- Carrell, T. L., J. A. May and E. G. Garrison, 1980, National reservoir inundation study research at Round Spring and Alley Spring, Ozark National Scenic Riverways, Missouri: U.S.D.I. National Park Service, Southwest Cultural Resources Center, Santa Fe, New Mexico, 80 p.
- Dean, Thomas J., 1978, Geologic report of the West Plains Howell Valley lagoon system: Mo. Div. Geology and Land Survey, Applied Engineering and Urban Geology files, 6 p.
- Doll, W. L., 1938, Hydrography of the large springs of the Ozark region of Missouri: unpublished masters thesis, Mo. School of Mines and Met., Rolla, Mo.
- Heddon, W. J., 1968, The geology of the Thayer area emphasizing the stratigraphy of the Cotter and the Jefferson City formations: unpublished masters thesis, University of Missouri-Rolla, Rolla, Mo.
- Hoffman, David, et. al., 1968, Plan map and cross-sections of Marvel Cave: Mo. Geological Survey and Water Resources, unpublished maps
- Martin, R. L., 1974, Official guide to Marvel Cave: Ozark Mountain Publishers, Springfield, Mo., 54 p.
- McCracken, Mary H., 1971, Structural features of Missouri: Mo. Geological Survey and Water Resources, Report of Investigations 49, 99 p., map.
- Missouri Geological Survey and Water Resources, 1967, Mineral and Water Resources of Missouri: Mo. Geological Survey and Water Resources, Vol. 43, 2nd. Ser., 399 p.
- Owen, Luella Agnes, 1898, Cave Regions of the Ozarks and Black Hills (with a new introduction by Jerry D. Vineyard, 1970): Johnson Reprint Corp., New York, 1970, 228 p.
- Quinlan, James F. and D. R. Rowe, 1977, Hydrology and water quality in the central Kentucky karst: Phase 1: U.S. Dept. Interior, National Park Service, Uplands Field Research Lab., Management Report no. 12, 93 p.

- Reams, Max W., 1968, Cave sediments and the geomorphic history of the Ozarks: unpublished Doctoral dissert., Washington Univ., St. Louis, Mo.
- Thacker, Joseph L., and Ira R. Satterfield, 1977, Guidebook to the geology along Interstate-55 in Missouri: Mo. Dept. of Natural Resources, Geol. Survey, 132 p.
- Thomson, Kenneth C. and Thomas Aley, 1971a, Ozark Underground Laboratory, Part I: Ozark Caver, Heart of the Ozarks Grotto, SW Mo. St. Univ., Vol. 3, no. 5, 30 p.
- _____, 1971b, Ozark Underground Laboratory, Part II: Ozark Caver, Heart of the Ozarks Grotto, SW Mo. St. Univ., Vol. 3, no. 6, 19 p.
- Vandike, James E., 1979, Hydrogeology of the North Fork River basin above Tescumseh, Missouri: unpublished Masters thesis, South Dakota School of Mines and Tech., Rapid City, South Dakota, 137 p.
- Vineyard, Jerry D. and Gerald L. Feder, 1974, Springs of Missouri: Mo. Geological Survey and Water Resources, Water Resources Report no. 29, 267 p.
- Weaver, H. Dwight and Paul A. Johnson, 1973, Onondaga, the Mammoth Cave of Missouri: Discovery Enterprises, Jefferson City, Mo., Dark Pathways Series, Book no. 2, 94 p.
- _____, 1977, Meramec Caverns, legendary hideout of Jesse James: Discovery Enterprises, Jefferson City, Mo., Dark Pathways Series, Book no. 3, 126 p.
- _____, 1980, Missouri, the Cave State: Discovery Enterprises, Jefferson City, Mo., Dark Pathways Series, Book no. 4, 336 p.

FÜHRER ZUM KARST UND DEN HÖHLEN VON TENNESSEE—MIT
BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DES CUMBERLAND PLATEAU ESCARPMENT GEBIETS

Nicholas Crawford

Department of Geography and Geology
Western Kentucky University
Bowling Green, Kentucky, 42101, U.S.A.

und

KARST- UND HÖHLENFÜHRER ZUR OZARK-GENGEND
VON MISSOURI UND ARKANSAS

Jerry D. Vineyard

Assistant State Geologist
Division of Geology and Land Survey
Missouri Department of Natural Resources
Rolla, Missouri, 65401, U.S.A.

Abbildung 1. Aufzeichnung der Fahrroue für den Teil der Excursion E-13, der durch Tennessee führt	2
Abbildung 2. Reliefkarte von Tennessee.....	3
Abbildung 3. Aufzeichnung der Orte, wo die Höhlen von Tennessee sich befinden...	4
Abbildung 4. Schematisches Modell am Cumberland Plateau Escarpment von Tenn.....	6
Abbildung 5. Schematisches Modell hinter dem Cumberland Plateau Escarpment.....	9
Abbildung 6. Topographische Karte des Cumberland Plateau von Tennessee.....	13
Abbildung 7. Gebiet der Karsttalentwicklung an der Sequatchie Anticline entlang.....	19
Abbildung 8. Profil des geologischen Baues: Sequatchie Anticline.....	20
Abbildung 9. Die unterirdische Strominvasion, die Karsttalentwicklung und das Vorrücken des Sequatchie Valley in die Richtung des Talbeginns....	22
Abbildung 10. Geologische Karte von Little Cove.....	24
Abbildung 11. Stratigraphische Querschnitte durch Little Cove.....	25
Abbildung 12. Die Hydrologie und Geologie des Snail Shell Karst.....	29
Abbildung 13. Die Hydrologie und der geologische Bau des Snail Shell Karst.....	30
Abbildung 14. Zusammengesetzte Schichtenfolge: Missouri und Arkansas.....	35
Abbildung 15. Routenkarte des Missouri-Arkansas.....	36
Abbildung 16. Karte des Perryville Karst.....	38
Abbildung 17. Karte des Moore Cave System, Perry County, Missouri.....	41
Abbildung 18. Karte des West Plains-Grand Gulf Karst, Missouri.....	54

FÜHRER ZUM KARST UND DEN HÖHLEN VON TENNESSEE--MIT
BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DES CUMBERLAND PLATEAU ESCARPMENT GEBIETS

Einleitung

Früher trugen der ganze mittlere Teil von Tennessee und ein grosser Teil vom östlichen Tennessee eine Decke, die aus einer dicken Folge von pennsylvanischen und spätmisissippischen Schiefen, Sandsteinen und Konglomeraten bestand. Deswegen ist die geomorphische Geschichte dieses Gebiets wenigstens seit dem Mittelmesozoikum hauptsächlich die Geschichte der Deckgebirgsabtragung gewesen. Streckenweise ist das widerstandsfähige Deckgebirge vollkommen abgetragen worden, so daß der chemisch weniger widerstandsfähige Kalkstein entblößt ist. Lediglich im Cumberland Plateau Gebiet schützt das Deckgebirge die unterlagernden Kalksteine weiter vor der raschen Auflösung (Abb. 1 und 2).

Obwohl der Begriff des dynamischen Gleichgewichts nicht auf alle Gebiete anzuwenden sein mag, scheint er sich ziemlich gut für die Central Basin, Highland Rim Low Plateau und Cumberland Plateau Gebiete von Tennessee zu eignen. Die gegenwärtigen topographischen Formen scheinen sich den Erosionsprozessen und dem geologischen Bau der gegenwärtigen Zeit angepaßt zu haben (Hack, 1966). Es ist unmöglich, die Evolution von Landschaften nach der Theorie des dynamischen Gleichgewichts festzustellen, da man über ehemalige Klimabedingungen und sogar über den ehemaligen geologischen Bau nichts mit Sicherheit behaupten kann. Man kann aber über die Folge der Vorgänge spekulieren, die im Middle Tennessee Gebiet zur Evolution der heutigen Landschaft geführt haben.

Nach dem Begriff des dynamischen Gleichgewichts hat sich die jetzige Topographie durch die fortdauernde, durch die Erosion verursachte Absenkung der Erdoberfläche gebildet--ein Prozeß, der den Hangrückgang auf unterschiedlich widerstandsfähigen Schichten involviert. So ist der Ursprung des westlichen Cumberland Plateau Escarpment wahrscheinlich mit der Abtragung des pennsylvanischen Deckgebirges vom Nashville Dome, einer Aufwölbung der Cincinnati Arch (Naturbrücke) entlang, verbunden. Die Ausgrabung des Nashville Dome mag im Mittelmesozoikum begonnen haben. Sobald die widerstandsfähigen pennsylvanischen Sandsteine durch die Erosion vom mittleren Teil des Baus abgetragen wurden und die unterlagernden mississippischen Kalksteine entblößten, setzte der Hangrückgang durch Unterspülung ein. Diese Brechung der einst kontinuierlichen Ausdehnung des pennsylvanischen Deckgebirges formte einen Steilhang und leitete seinen späteren Rückgang vom Dom in alle Richtungen ein. Die Erosion setzte sich sowohl abwärts als auch auswärts in der Umgebung des Doms fort, und eine flachlandartige Oberfläche entstand auf den kieseligern und erosionswiderstandsfähigeren untermississippischen Gesteinen, die während der späten Kreidezeit den Boden des sich ausdehnenden Central Basin bildeten (Miller, 1974).

Der gegenwärtig bestehende Central Basin (Kessel) wurde während des Tertiärs und des Quartärs geformt, nachdem die widerstandsfähige Fort Payne Formation durch Erosion zerbrochen worden war und die unterlagernden Kalksteine so entblößt wurden. Die Brechung des Fort Payne Deckgebirges hatte die Bildung des Highland Rim Escarpment zur Folge, der gegenwärtig zurückweicht, während der Central Basin sich ausdehnt.

Die steilen Böschungswinkel den beiden Steilhängen entlang wurden hauptsächlich durch die Unterspülung der unterlagernden Kalksteine verursacht. Zahlreiche Wasserfälle kommen östlich des Central Basin Deckgebirges vor, da Ströme Canons einwärts ins Cumberland Plateau und ins Highland Rim Low Plateau einschneiden. Beide Steilhänge weichen südostwärts in der Richtung des Einfallens vom Nashville Dome zurück. Die reichlich vorhandenen Höhlen, die mit beiden Stätten verbunden sind, scheinen sich unter sehr ähnlichen Bedingungen gebildet zu haben. Auf dieser Excursion werden wir uns hauptsächlich mit dem Karst und den Höhlen des Cumberland Plateau Escarpment beschäftigen.

Das Cumberland Plateau von Tennessee ist ein klassisches Beispiel eines Tafellandplateaus. Die Plateauoberfläche ist ein Gebiet mit einem sanften Relief und liegt im allgemeinen auf einer Höhe von etwa 550 m. Das Plateau ist mit pennsylvanischen Sandsteinen, Konglomeraten und Schiefen bedeckt. Das klassische pennsylvanische Deckgebirge ist von mississippischen Kalksteinen unterlagert, die der Auflösung bedeutend weniger widerstandsfähig sind. Die unterschiedliche

Lithologie hat zur Bildung eines Steilhangs geführt, der ungefähr 300 m hoch ist.

Eine ziemlich schmale, aber wichtige Karstlandschaft liegt am westlichen Steilhang des Cumberland Plateau entlang. Höhlen sind in diesem Gebiet reichlich vorhanden; die meisten der größeren Höhlen befinden sich im Monteagle Limestone, das nahe des Fußes des 300 m hohen Steilhangs liegt. Die am Fuß des Steilhangs gelegene Dolinenebene hat meistens eine Breite von ungefähr zehn bis fünfzehn Kilometern und stimmt mit dem Gebiet der kieseligen unteren Monteagle und St. Louis Limestones überein. Karten, auf denen die Höhlen von Tennessee aufgezeichnet sind, wie z.B. die Karten von Barr (1961) und Matthews (1971), zeigen eine hohe Höhlenkonzentration an zwei ziemlich parallelen Linien entlang auf, die sich in einer nordöstlich-südwestlichen Konfiguration gerade östlich von Middle Tennessee über den Staat ziehen (Abb. 3). Die östlichste Höhlenkette deckt sich mit dem westlichen Steilhang des Cumberland Plateau, während die andere Kette sich mit dem Steilhang des Highland Rim Plateau deckt (Abb. 1, 2 und 3). An beiden Stellen findet man ein ähnliches Verhältnis zwischen einem gegen die Erosion widerstandsfähigen, in hohem Maße undurchlässigen Deckgebirge und den unterlagernden Kalksteinen, die in bezug auf die Erosion schwach sind. Die pennsylvanischen Sandsteine und Konglomerate bedecken die an dem Cumberland Plateau Escarpment entlang gelegenen unterlagernden Kalksteine, wogegen die siliziumhaltige missippische Fort Payne Formation die an dem Highland Rim Escarpment entlang gelegenen unterlagernden ordovizischen Kalksteine bedeckt (Abb. 1 und 2).

An dem Cumberland Plateau Escarpment entlang findet man beeindruckende Beispiele der Einwirkung von den Verwitterungs- und Erosionsprozessen, die mit der Abtragung des Deckgebirges verbunden sind. Das Cumberland Plateau Deckgebirge wird sowohl vertikal als auch horizontal zerstört. Die vertikale, abwärts gerichtete Ausschöpfung der Plateauoberfläche rührt von der chemischen und mechanischen Verwitterung und Erosion her; das verwitterte Material wird durch Ströme und Quellen abgetragen, die vom Tafellandplateau steil absteigen.

Entlang der Kante des Plateaus, wo die unterlagernden missippischen Kalksteine aufgedeckt sind, wird das Deckgebirge durch den Hangrückgang erodiert. Die Kalksteine, die gegen die chemische Auflösung hoch anfällig sind, werden mit einer beträchtlich höheren Geschwindigkeit chemisch erodiert als das überlagernde nichtkarbonische Deckgebirge, was zur Bildung eines steilen Steilhangs geführt hat. Der untere, aus Kalkstein bestehende Teil des Abhangs wird vorwiegend durch die chemische Auflösung rasch erodiert, was den Hang zu dem Grad steiler macht, daß er spitzer ist als sein Gleichgewichtswinkel. Das oben liegende Deckgebirge gleitet dann oft in der Form von riesenhaften Felsrutschen hinab, die bis zu 30 m³ große Steinblöcke zum Fuß des Steilhangs tragen, der manchmal 300 m tiefer liegt. Diese rasche chemische Auflösung der unteren Kalksteine nötigt die mechanische Erosion des Deckgebirges, um einen Gleichgewichtswinkel wieder herzustellen, wenn er auch nur vorübergehend besteht. So wird das Deckgebirge durch die Ausspülung der Steilhangrückgänge abgetragen, und so wird die Größe des Plateaugebiets verkleinert.

Im Falle des Cumberland Plateau wird die Abtragung des Deckgebirges durch den Hangrückgang dadurch sehr gefördert, daß das überlagernde Deckgebirge selber beinahe undurchlässig ist. Die im Grunde genommen undurchlässigen Schichten der Deckgebirgsfolge sind geneigt, einen gespannten Grundwasserspiegel auf dem Cumberland Plateau zu erzeugen, was dazu führt, daß Ströme Deckgebirgswasserfälle formen, wenn sie von der Kante des Plateaus auf die unten gelegenen Kalksteinhänge abfallen. Wasser, das in bezug auf seine Fähigkeit, Kalziumkarbonat aufzulösen, hoch aggressiv ist, wird so direkt auf die unten gelegenen löslichen Kalksteine gegossen. Wegen dieser intensiveren Korrosion haben Deckgebirgswasserfälle sich viele Kilometer ins Plateau zurückverlegt und so beinahe vertikale, 200 m tiefe Canons geschaffen.

Es besteht eine starke Korrelation zwischen der Abtragung des Deckgebirges durch den Hangrückgang und Rohrhöhlsystemen. Rohrhöhlen haben ein Schlundloch, wo ein auf der Erdoberfläche fließender Strom einsinkt, und einen Wiederaustritt, wo der Strom an einer Quelle wieder an die Erdoberfläche fließt. Die Wasserführung des unterirdischen Stromes wird gewöhnlich durch das Sickerwasser aus Klüften und Schichtungsflächen vergrößert, aber die Höhle ist vorwiegend ein Rohr, wodurch ein unterirdischer Strom vom Schlundloch zum Wiederaustritt fließt. Es wird postuliert, daß Rohrhöhlen vorwiegend

durch die unterirdische Invasion von Oberflächenströmen entstehen, und daß beide mit der Abtragung des Deckgebirges durch den Hangrückgang unmittelbar verwandt sind.

Postuliertes Modell der unterirdischen Strominvasion, der Rohrhöhlenentwicklung und des Hangrückgangs an dem Cumberland Plateau Escarpment von Tennessee entlang:

Abbildung 4 stellt ein schematisches Modell des vorausgesetzten Verhältnisses zwischen dem Hangrückgang und den Rohrhöhlensystemen an dem westlichen Steilhang des Cumberland Plateau entlang dar. Die unterirdische Strominvasion findet an der Kante des zurückweichenden Steilhangs entlang statt, wo Oberflächenströme das aus Sandstein und Schiefer bestehende Deckgebirgsplateau verlassen und auf den Bangor Limestone fließen. Der Bangor Limestone weist einen hohen Grad sekundärer Wasserdurchlässigkeit durch Klüfte und Schichtungsflächen auf. Die unterirdische Strominvasion findet oft an dem Kontakt zwischen den überlagernden Schiefen und den unterlagernden Karbonaten statt, wie in Abbildung 4 angezeigt wird. Der Strom, der im Diagramm abgebildet ist, hätte ursprünglich als Oberflächenstrom den Steilhang hinab auf den Bangor Limestone fließen können. Die unterirdische Strominvasion wurde eingeleitet, als ein Teil des Stromes in und durch die Klüfte und Schichtungsflächen zu fließen begann und auf der im wesentlichen undurchlässigen Hartselle Formation, die den Hang hinablag, an die Erdoberfläche kam. Indem das Stromwasser durch die Bangor Formation floß, vergrößerte es allmählich die einfachste Route durch die Klüfte und Schichtungsflächen durch die Korrosion. Als das unterirdische Rohr allmählich vergrößert wurde, begann ein immer größerer Teil des Stroms durchzufließen, bis der ganze Strom endlich unterirdisch abgelenkt wurde. Nach der Vergrößerung des unterirdischen Rohrs fingen Schwebstoffe und Bodenlasten an, mit dem unterirdischen Strom durch das System zu fließen, was besonders während Überschwemmungen zu einer weiteren Vergrößerung der Höhle durch die Korrosion führte.

Der Hartselle Sandstein ist eine sehr widerstandsfähige und im Grunde genommen undurchlässige Formation; er ist örtlich kalkhaltig, mit Schieferlinsen in der Nähe der Oberkante und der Grundmasse. Die Hartselle Formation neigt dazu, für die Stromhöhlen, die sich im überlagernden Bangor Limestone bilden, eine strukturelle Kontrolle zu sein. Höhlengänge bilden sich oft an der Schichtungsfläche entlang, die den Bangor Limestone vom Hartselle trennt. Das geschieht aber nur, wenn das Einfallen zum Steilhang hin gerichtet ist. Wenn das Einfallen vom Steilhang weggerichtet ist, bildet sich der Höhlengang über der Bangor-Hartselle Formationsgrenze, außer an der Stelle, wo der Höhlenstrom die Hartselle bricht. Die Hartselle Formation dient als eine "Überlauf"-Schicht und daher als Höhenkontrolle für die Höhlenentwicklung im überlagernden Bangor Limestone.

Wo die Schichten horizontal gerichtet sind, führt der Höhlengang abwechselnd von den Klüften zu den Schichtungsflächen durch den Bangor Limestone, und die Hartselle Formation bildet nur dort die Höhlensohle, wo sie an oder nahe der Kante des Steilhangs durch den Höhlenstrom gebrochen wird (Abb. 4). Da der Strom kein Gefälle von null Grad haben kann, was der Fall sein würde, wenn er unmittelbar auf der Oberkante der horizontalen Hartselle Formation flöße, wird er das niedrigstmögliche Gefälle über der Hartselle im Bangor Limestone bilden. Wenn die Hartselle auch auf einer konstanten Höhe bleiben wird, während der Steilhang zurückweicht, wird die Kontrollstelle (wo der Strom von der Hartselle abfällt) sich stromaufwärts bewegen. Das wird den Strom verursachen, durch die Tiefenerosion sein Bett zu senken oder womöglich einen niedrigeren Gang zu erodieren. Im Grunde genommen kontrolliert die undurchlässige Hartselle Formation in allen Fällen die Höhe der Stromhöhlen im überlagernden Bangor Limestone.

Die gegen die Erosion widerstandsfähige Hartselle Formation formt gewöhnlich auf der halben Strecke den Steilhang hinab eine Schichtterrasse. Hier tritt ein eindringender Deckgebirgsstrom manchmal wieder aus, wie im Modell zu sehen ist (Abb. 4). Der Strom fließt eine kurze Strecke als Erdoberflächenstrom, bevor er von der Hartselle in eine Doline oder einen vertikalen Schacht abfällt, die er beide im untergelegenen Monteagle Limestone vergrößert hat. Nahe dem Fuß des Monteagle befinden sich widerstandsfähige und verhältnismäßig undurchlässige Hornstein- und Schieferschichten, welche die Kontrolle für die zahlreichen großen Höhlensysteme in dieser Formation zu sein scheinen. Die Wiederaustritte vieler dieser unterirdischen Ströme kommen in der Nähe des Fußes des Monteagle Limestone vor. In anderen Fällen zerbrechen unterirdische Ströme diese Kontrolle und fallen in den unter-

lagernden St. Louis Limestone ab; oft treten sie wieder auf Hornstein-, Schiefer- oder Dolomitschichten aus. Die Oberkante der Warsaw Formation scheint die unterste Kontrolle für unterirdische Ströme im überlagernden St. Louis Limestone zu sein. Die Warsaw Formation besteht aus einem sandigen Kalkstein und enthält überall dünne Schieferzonen. Sie lagert auf einem Sandstein und streicht oft als sandige Terrasse an den größeren, am Fuß des Steilhangs entlang fließenden Strömen aus. An manchen Stellen kommt ein relativ reiner Kalkstein an der Oberkante der Warsaw Formation vor, und an diesen Stellen ist die Kontrolle gewöhnlich ungefähr 20 m unter der Oberkante der Warsaw. Deshalb kommt der Wiederaustritt am Fuß des Steilhangs irgendwo zwischen dem unteren Monteagle und dem oberen Warsaw Limestone vor. Der Wiederaustritt hängt normalerweise auf undurchlässigen Schichten und ist nicht mit den auf der Oberkante fließenden Strömen konkordant, welche die Höhe des Wasserspiegels am Fuß des Steilhangs verraten. Die Fähigkeit eines unterirdischen Stromes, mehrere Kontrollschichten aus Schiefer und Hornstein zu zerbrechen, ist von Folgendem abhängig: 1) der stratigraphischen Variation in der Dicke und der Durchlässigkeit der Kontrollschichten, 2) der Größe des unterirdischen Stromes und 3) vom Grad, worin Erdoberflächenströme am Fuß des Steilhangs ihre Betten gesenkt haben.

Das Gebiet, das in Abbildung 4 als Dolinenebene dargestellt ist, beginnt am Fuß des zurückweichenden Steilhangs und dehnt sich mehrere Kilometer auswärts aus. Es wird vermutet, daß es ein Produkt der Abtragung des Deckgebirges durch den Hangrückgang ist, und daß es hinterlassen wird, wenn der Steilhang zurückweicht. Die Kalksteine der Dolinenebene sind mit einer Schicht bedeckt, die aus vorwiegend nichtkalkhaltigem Regolith und quartärem Alluvium, wie auch aus Kolluvion besteht, und die bedeutend weniger löslich ist als die unterlagernden Karbonate. Der Regolith ist ein residuales Material, das vorwiegend durch die Verwitterung des unteren Monteagle Limestone und des St. Louis Limestone entstanden ist, die einen relativ hohen Prozentsatz nichtkalkhaltiger Materialien enthalten. Außerdem überziehen ausgedehnte Zonen quartären Alluviums und Kolluvions die Dolinenebene. Es ist vorwiegend Deckgebirgsmaterial, das am Fuß des Steilhangs abgesetzt worden ist, und es besteht aus Lehm, Schluff und fein- bis mittelkörnigem Sand, mit manchen sehr groben Quarzkörnern und abgerundeten Quarzkieseln. Ziemlich kleine dendritische Höhlen kennzeichnen das unterirdische hydrologische Milieu der Dolinenebene; die dendritischen Höhlen werden durch die Perkolatation und durch kurze, ephemere Ströme gespeist, die nach starken Niederschlägen von der Regolithdecke der Ebene in Schlundlöcher fließen. Das aggressive Wasser dieser sinkenden Ströme spielt wahrscheinlich eine wichtige Rolle in der Entwicklung der ziemlich kleinen Höhlen dieses Gebiets. Die Dolinenebene wird durch die vertikale, mit der Korrosion an der Felsuntergrund-Regolith-Grenzfläche verbundene Ausschöpfung nach unten und durch den Dolineneinsturz in zahlreiche kleine, unter der Ebene fließende Ströme abgesenkt (Crawford, 1979a).

Postuliertes Modell der unterirdischen Strominvasion und der Karsttalentwicklung hinter dem Cumberland Plateau Escarpment von Tennessee:

Die Schichten an dem zurückweichenden Cumberland Plateau Escarpment entlang sind selten horizontal. Dort, wo die örtliche Neigung in die Richtung des Steilhangs stattfindet, wird die Abtragung des Deckgebirges oft durch eine besondere Art unterirdischer Strominvasion beschleunigt, die oft mehrere Kilometer hinter dem zurückweichenden Steilhang stattfindet. Abbildung 5 (Abb. 5A bis 5I) ist ein postuliertes schematisches Modell der unterirdischen Strominvasion und des Hangrückgangs, wenn es in einem aufgewölbten Gebiet, wie z.B. einer sanften Antiklinale, in der Nähe des zurückweichenden Steilhangs stattfindet. Die folgende Erklärung begleitet die Zeitenfolge, die in Abbildungen 5A bis 5I illustriert ist.

(A) Die unterlagernden Kalksteine sind durch das Deckgebirge geschützt. Die unterirdische Strominvasion hat nahe der Mitte des zurückweichenden Steilhangs stattgefunden.

(B) Die Verwitterung und die Erosion durch den einschneidenden Strom haben das Deckgebirge gesenkt und so den unterlagernden Bangor Limestone an der Spitze der Antiklinale aufgedeckt. Die Strominvasion hat begonnen, wenn ein Teil des hoch aggressiven Stromwassers anfängt, in und durch die Klüfte und die Schichtungsflächen des Kalksteins zu fließen. Wie die Klüfte und die Schichtungsflächen durch die Auflösung allmählich vergrößert werden, so wird ein immer größerer Teil

des Stromes zum unterirdischen Rohrsystem abgelenkt werden. Die Korrasion wird in der Höhlenvergrößerung ein Faktor werden, wenn Schwebstoffe und Bodenlasten sich durch das System zu bewegen beginnen.

(C) Die unterirdische Strominvasion ist vollendet; der Erdoberflächenstrom fließt jetzt in eine gut entwickelte Rohrhöhle. Der Strom tritt an einer Quelle wieder aus, die auf der beinahe undurchlässigen und der Erosion widerstandsfähigen Hartselle Formation liegt. In diesem Fall bildet die Hartselle die Höhlensohle und ihre Neigung bestimmt den Stromgradient, da die Höhle sich an der Schichtungsfläche zwischen der Hartselle und dem Bangor Limestone entlang gebildet hat.

Ein Karsttal hat sich dort geformt, wo der unterlagernde Bangor Limestone aufgedeckt war. Die rasche chemische Auflösung hat den Kalkstein in bezug auf das ihn umgebende Deckgebirge gesenkt und eine große Depression gebildet. Auch hat der durch die Unterspülung verursachte Hangrückgang den Durchmesser der Depression vergrößert. Der Boden des Karsttals hat einen Überzug aus einem alluvialen Material, das vorwiegend die Folge der Ablagerung während häufigen Überschwemmungen war. Während Überschwemmungen kann das Tal mehrere Tage lang mit einem See bedeckt sein, bevor das Höhlensystem das überflüssige Wasser aufsaugen kann. Der horizontale Höhlengang auf dem Niveau des Alluviums ist ein Überschwemmungsführungsgang, der durch wiederholte Überschwemmungen geformt wurde.

(D) Das Karsttal ist bis zur widerstandsfähigen Hartselle Formation erodiert worden. Die weitere Ausschöpfung nach unten wird sehr langsam stattfinden, aber der Durchmesser des Tals wird sich durch den Hangrückgang weiter vergrößern. Die widerstandsfähige und undurchlässige Hartselle Formation ist jetzt ein Deckgebirge für den unterlagernden Monteagle Limestone.

(E) Die Hartselle ist durch einen einschneidenden Strom zerbrochen worden, und die unterirdische Strominvasion wiederholt sich.

(F) Die unterirdische Strominvasion ist jetzt vollendet. Das ursprüngliche Höhlensystem, das sich auf der Hartselle Formation formte, ist jetzt ein verlassenes unterirdisches Stromrohr, eine Höhle ohne einen Strom.

(G) Das Karsttal ist bis zur widerstandsfähigen und im wesentlichen undurchlässigen Warsaw Formation erodiert worden.

(H) Auf der linken Seite der Abbildung ist das Deckgebirge durch die vertikale Ausschöpfung und den Hangrückgang vollkommen abgetragen worden. Beachten Sie die Tatsache, daß der Bangor Limestone ohne das schützende Deckgebirge vorwiegend durch die vertikale Ausschöpfung abgetragen worden ist.

(I) Der Bangor Limestone, der auf dem abgerundeten Gipfel des Vorberges in Abbildung 5H lag, ist jetzt vollkommen abgetragen worden. Die widerstandsfähige Hartselle Formation bedeckt jetzt, was tatsächlich ein Tafelberg ist. Im Verlauf der Zeit werden die Auslieger abgetragen werden, und der Cumberland Plateau Escarpment wird wegen der unterirdischen Strominvasion und der Karsttalentwicklung hinter dem Steilhang beträchtlich rascher zurückgewichen sein (Crawford, 1979a und 1979b).

Postuliertes Modell des Verhältnisses zwischen der unterirdischen Strominvasion, dem Hangrückgang, der Erdoberflächenmorphologie, der unterirdischen Hydrologie, der Rohrhöhlenentwicklung, der Struktur und der Stratigraphie an dem Cumberland Plateau Escarpment entlang:

1. Rohrhöhlen werden durch die unterirdische Strominvasion an zurückweichenden Steilhängen entlang geformt, die durch die raschere chemische Erosion des unterlagernden Karbonatgesteins entstehen.

2. Die Invasion findet in der Nähe des Kontakts zwischen dem undurchlässigen Deckgebirge und dem unterlagernden Kalkstein statt, indem Erdoberflächenströme den Steilhang hinabfließen.

3. Die Invasion durch den Erdoberflächenstrom wird eingeleitet, wenn das hoch aggressive Stromwasser anfängt, durch die Klüfte und Schichtungsflächen zu einem Wiederaustritt am Fuß des Steilhangs zu fließen.

4. Nachdem das aggressive Wasser das unterirdische Stromrohr durch die Auflösung vergrößert hat, werden die Schwebstoffe und Bodenlasten des eindringenden Stromes durch das Rohr gefördert, wobei die Höhle durch die Korrasion weiter vergrößert wird.

5. Die chemische sowohl als auch die mechanische Erosion werden durch Überschwemmungen sehr beschleunigt; dann trägt der aggressive Abfluß auf der Erdoberfläche einen viel größeren Prozentsatz der gesamten Wasserführung, die durch die Schlundlöcher in die Höhlen

einfließt.

6. Höhlen werden beinahe ausschließlich durch das Schlundlochwasser und das Wasser aus vertikalen Schächten (Domgruben), das vom klastischen Deckgebirgswasserträger stammt, vergrößert. Von den zwei Typen der diffusen Speisung--der durch vertikale Schächte (Domgruben) einfließenden und der durch die Einsickerung zukommenden--ist nur das Wasser aus vertikalen Schächten dem Kalziumkarbonat gegenüber aggressiv, wenn es in das Höhlenmilieu einfließt. Das durch vertikale Schächte einfließende Wasser fällt direkt vom Deckgebirge durch Klüfte in den unterlagernden Kalkstein ab; die Klüfte haben sich vorwiegend wegen der Entlastung des Umschließungsdrucks nahe der Kante des Steilhangs geöffnet. Das Wasser stammt vom klastischen Deckgebirgswasserträger und hat keinen nennenswerten Kontakt mit Kalziumkarbonat gehabt. Deswegen ähnelt es in seiner Aggressivität dem Wasser von klastischen Deckgebirgsströmen, welche durch Schlundlöcher in Höhlen einfließen. Unterirdische Ströme, die durch vertikale Schächte gespeist werden, bilden auf eine Weise Rohrhöhlen, die derjenigen von unterirdischen Strömen ähnelt, die durch Schlundlöcher gespeist werden. Die Bedeutung vom Hochwasser und der Korrosion ist wahrscheinlich geringer, und das mag die kleineren Dimensionen, d.h. der Querschnittsflächeninhalte der meisten dieser Höhlen, erklären.

7. Indem das Sickerwasser durch den Erdboden fließt, wird es wegen des hohen Prozentsatzes von Kohlendioxyd in der Erdbodenatmosphäre hoch aggressiv. Es löst große Mengen von Kalkstein an der Regolith-Felsuntergrund-Grenzfläche auf. Das aggressive Wasser wird aber nach dem ursprünglichen Kontakt mit dem Kalkstein gesättigt oder beinahe gesättigt und löst deshalb sehr wenig Kalziumkarbonat auf, während es fortfährt, durch die Klüfte und Schichtungsflächen einzusickern. Sobald das Sickerwasser in die Höhlenatmosphäre einfließt, wo der Kohlendioxydgehalt sehr gering ist--ungefähr gleich hoch wie in der normalen Atmosphäre--verliert es Kohlendioxyd und wird so mit Kalziumkarbonat übersättigt. Deshalb spielt das Sickerwasser eine unbedeutende Rolle in der Vergrößerung der Rohrhöhlensysteme selber, obwohl es fähig ist, große Mengen von Kalkstein an der Regolith-Felsuntergrund-Grenzfläche aufzulösen und es durch Klüfte und Schichtungsflächen in Höhlenströme zu fördern. Man hält die Rolle des Sickerwassers aber für den wichtigsten Prozeß in der allgemeinen Auflösung der unterlagernden Kalksteinschichten am Steilhang entlang; so übt die Einwirkung des Sickerwassers einen großen Einfluß auf das Zurückweichen des Cumberland Plateau Escarpment aus.

8. Wegen des Vorhandenseins von widerstandsfähigen, beinahe undurchlässigen Schiefer-, Sandstein-, Hornstein- und sogar Dolomit- und Kalksteinschichten nimmt ein unterirdischer Strom eine „Treppenab-satz“-Route den Steilhang hinab ein.

9. Diese widerstandsfähigen undurchlässigen Schichten neigen dazu, als Kontrollen oder Erosionsbasen für die Höhlenentwicklung zu dienen.

10. Die undurchlässigen Schichten erzeugen keine gespannte Grundwasserspiegel (in dem Sinne von ununterbrochenen horizontalen Wasserflächen), aber sie kontrollieren die Höhe von einzelnen unterirdischen Strömen.

11. Normalerweise fließen unterirdische Ströme in die Richtung des Einfallens, durch widerstandsfähige, undurchlässige Schichten gesohlt. (Das ist aber nicht immer der Fall, denn eine undurchlässige Schicht kann immer noch für einen unterirdischen Strom als Kontrolle oder „Überflusniveau“ funktionieren, selbst wenn er gegen das Einfallen fließt.)

12. Unterirdische Ströme fließen selten direkt am wahren Einfallen der Schichten entlang hinab; sie fließen gewöhnlich irgendwo zwischen dem wahren Einfallen und dem Streichen. Die eigentliche Route, welche das unterirdische Wasser einnimmt, wenn es in die Richtung des Einfallens fließt, (und folglich die Höhlenentwicklung) wird stark durch die Zerklüftung beeinflusst.

13. Unterirdische Wasserfälle waschen dort vertikale Schächte (Domgruben) aus, wo unterirdische Ströme durch undurchlässige Schichten brechen.

14. Eine Dolinenebene, die dort mehrere Kilometer breit ist, wo die Landschaft vertikal ausgewaschen wird, folgt oft auf den zurückweichenden Steilhang. Sie ist das Produkt von Kalksteinen, die nahe des Fußes des Steilhangs liegen und die hohe Prozentsätze weniger löslichen Materials enthalten. Indem diese Kalksteine verwittern, bilden sie eine dicke schützende Regolithdecke (Abb. 6).

15. In Faltenbaugebieten und sogar in Gebieten mit einer beinahe

horizontalen Struktur, wo es eine Aufwölbung (wie z.B. eine sanfte Antiklinale) hinter dem zurückweichenden Steilhang gibt, kann eine besondere Art der unterirdischen Strominvasion stattfinden. Wenn der Gradient des Plateaustromes geringer ist als das Einfallen der Aufwölbung, kann der Strom durch das Deckgebirge in den mehrere Kilometer hinter dem Steilhang gelegenen unterlagernden Kalkstein einschneiden, und es wird sich eine Karstdepression bilden, die man ein Karsttal nennt, die vollkommen vom Deckgebirge umgeben ist und die einen Durchmesser von mehreren Kilometern hat (Crawford, 1980a).

STRASENLOG

Tag 1: Von Bowling Green, Kentucky bis Cumberland Caverns, Tennessee.
Das Nachtquartier in Sparta.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
0		Die Exkursion beginnt an der Western Kentucky University in Bowling Green.
6,0	6,0	Kreuzung von I-65 und Green River Parkway. Fahren Sie südlich auf I-65 in die Richtung von Nashville.
26,6	20,6	Die Tennessee Grenze.
44,3	17,7	Sie beginnen vom Highland Rim Low Plateau in den Central Basin von Mittel-Tennessee abzufahren. Der Highland Rim ist eine sanft wellenförmige Hochebene, die den ungefähr 122 m tiefer liegenden Central Basin vollkommen umgibt. Nachdem wir den steilen Cuesthang des Highland Rim abgefahren sind, werden wir 121 km über den Central Basin fahren, bevor wir den östlichen Steilhang an der entgegengesetzten Seite hinauffahren. Der Central Basin (Kessel) wurde durch die Ausschachtung des Nashville Dome, einer Aufwölbung an der nordöstlich-südwestlich streichenden Cincinnati Arch (Naturbrücke), geschaffen. Die Fort Payne Formation ist das Deckgebirge, das den steilen Highland Rim Steilhang aufrechterhält. Die Fort Payne besteht aus einem Kieselstein (sich aus klastischem, schlammgroßem und/oder niedergeschlagenem Kiesel zusammensetzend) und einem Schluffstein. Sie ist nur in geringem Grade kalkhaltig und enthält Hornsteinbänder und -knollen. Die Fort Payne ist von einem dünnen kohlenstoffhaltigen devonischen Schiefer, dem Chattanooga Schiefer, und dem ordovizischen Kalkstein des Central Basin unterlegen. Deckgebirgswasserfälle kommen dort vor, wo Erdoberflächenströme von der Fort Payne Formation abfallen, und unterirdisch leiten vertikale Schächte und Rohrhöhlen in den ordovizischen Kalksteinen das Wasser den Steilhang hinab zu den Quellen in der Nähe seines Fußes. Es kommen besonders viele Höhlen am höheren östlichen Steilhang entlang vor.
61,4	17,1	Fahren Sie an der Kreuzung auf der linken Fahrbahn zu I-24. Fahren Sie auf I-24 durch Nashville nach Murfreesboro.
96,1	34,7	Verlassen Sie in Murfreesboro I-24 über Abfahrt 81B, und fahren Sie auf Route 231 nordwärts.
98,3	2,2	Biegen Sie an der Ampel rechts (östlich) in Route 70 South und Route 41 ein.
98,8	0,5	An der Ampel links (östlich) in Mercury Road einbiegen, und auf Route 70 South in die Richtung von McMinnville weiterfahren.

108,50	9,7	Vorberge des Highland Rim, von der Fort Payne bedeckt.
119,40	10,90	Sie beginnen auf den östlichen Steilhang des Highland Rim aufzufahren.
119,90	0,50	Dunkles, grünlichschwarzes Gestein; im Straßeneinschnitt ist der hier ungefähr 8 m dicke Chattanooga Schiefer zu sehen. Über diesem bituminösen Schiefer liegt das Fort Payne Caprock (Deckgebirge).
120,80	0,90	Die Oberkante des Steilhangs. Beachten Sie die hornsteinhaltige Terra rossa, die in den Straßeneinschnitten entblößt ist, während Sie über das Highland Rim Low Plateau fahren.
136,60	15,80	Biegen Sie links in Route 70 South By-Pass around McMinnville* (Umleitung um McMinnville) ein, und fahren Sie auf Route 70 in Richtung Sparta.
143,30	6,70	Triangle Junction (Dreieckskreuzung). Die Kreuzung von Route 70 South und Route 30. Rechts in Route 30 und dann sofort rechts in Shellsford Road einbiegen, und den Schildern nach Cumberland Caverns folgen. Wir fahren über die Dolinenebene am Fuß des Cumberland Plateau, indem wir in die Richtung von Cardwell Mountain, einem Auslieger des Plateaus, fahren.
151,10	7,80	Auf dem Cumberland Caverns Parking Area parken.

Aufenthalt 1: Cumberland Caverns

Cumberland Caverns ist mit mehr als 45 km kartierter Gänge das längste Höhlensystem in Tennessee. Cumberland Caverns ist auch wegen ihrer großen Räume bekannt. Der Hall of the Mountain King (Saal des Bergkönigs) ist 183 m lang, 46 m breit und 43 m hoch. Devil's Quarry (des Teufels Steinbruch) ist 152 m lang, 38 m breit und 9-24 m hoch. Grand Hall (der große Saal) ist 152 m lang, 46 m breit und 12 m hoch. Der Waterfall Room (Wasserfallraum) ist 91 m lang, 61 m breit und 24 m hoch.

Die Höhle ist mit großen Kalziumkarbonattropfsteinen schön geschmückt. Monument Pillar (Denkmalkerze), ein 5 m hoher, ganz weißer Stalagmit mit großen, in seine Außenfläche eingebetteten Kalzitkristallen und einem grünen Tümpel Wasser an seinem Fuß, mag schon der „schönste Tropfstein“ sein, wie die Reklamen lauten. Schöne und zarte Kalziumsulfattropfsteine, wie z.B. Gipsblumen, Engelhaar und Gipsnadeln, schmücken manche der trockeneren und schwerer zugänglichen Gänge.

Cumberland Caverns ist eine alte Höhle, und sie hat sich offenbar zu einer Zeit gebildet, als die hydrogeologische Lage ganz anders war, als sie heute ist. Die Höhle hat sich im Monteagle Limestone geformt; größere Gänge streichen nord-nordwestlich unter eine Hartselle Sandstone Felsbank, die an den südlichen Hängen von Cardwell Mountain entlang liegt, einem Auslieger des Cumberland Plateau. Man glaubt, daß Cumberland Caverns auf eine ähnliche Weise durch unterirdische Ströme geformt wurde, wie andere große Höhlen, die an dem Cumberland Plateau Steilhang entlang liegen. Diese Vermutung ist aber sehr spekulativ. Der nahegelegene Collins River fließt jetzt 46 m unter dem Höhlenniveau, und die Spuren der Routen, die ehemalige Höhlenströme einnahmen, sind durch Steinschutt und fluvial abgesetzte Sedimente verwischt worden.

Kumulative

Meilenzahl Differenz
 0,00

151,10

Fahren Sie zu Triangle Junction zurück, und biegen Sie rechts (nordwärts) in Route 70 South Richtung Sparta ein.

20,70

171,80		Links (nordwärts) in Route 111 einbiegen.
173,20	1,40	Rechts (ostwärts) in Route 70 Richtung Sparta einbiegen.
173,60	0,40	Das Nachtquartier im Tennessee Motel, das rechts liegt.

Tag 2: Von Sparta, Tennessee bis Fall Creek Falls State Park, Tennessee

0	0,00	Beginnen Sie an der Kreuzung von Highway 111 und 70S den Straßenlog. Fahren Sie südwärts auf 111. Indem Sie von Sparta aus südlich fahren, werden Sie über die Dolinenebene fahren. Der Cumberland Plateau Escarpment liegt links (östlich).
2,00	2,00	Fahren Sie über den Calfkiller River.
4,40	2,40	Biegen Sie an der Kreuzung links in die gepflasterte Kreisstraße ein, und fahren Sie ostwärts.
4,50	0,10	Halten Sie sich an der Kreuzung links; fahren Sie auf der Hauptstraße weiter.
5,50	1,00	Rechts in Hickory Valley Road einbiegen und östlich fahren.
6,35	0,85	An der Kreuzung links einbiegen und östlich fahren.
9,00	2,65	An der Kreuzung links einbiegen und östlich fahren.
10,75	1,75	Über die Hickory Valley Branch (Hickory Tal Abzweigung) fahren (jetzt auf der linken Straßenseite, indem Sie bergaufwärts auf Lost Creek Cove zufahren).
11,05	0,30	Links die Aussicht auf den Cumberland Plateau Escarpment. Beachten Sie die Sandsteinabbruchkanten in der Nähe der Oberkante.
11,75	0,70	Der Gipfel des Berges. Sie beginnen allmählich hinabzufahren. Sie befinden sich <u>jetzt in Lost Creek Cove (Bucht des Verlorenen Baches)</u> .
12,35	0,60	Der kleine Strom, der in die auf der linken Seite liegende große Doline fließt, bricht die Hartselle Formation und fließt in den unterlagernden Monteagle Limestone ein. Dieses Wasser fließt nicht in Lost Creek hinein.
12,85	0,50	Rechts einbiegen, (auf der Straße, die geradeausführt, gelangt man in den Dog Branch (Hund Abzweigung) Teil von Lost Creek Cove).
13,20	0,35	Von hier aus können Sie links Lost Creek hinauf blicken. Rechts ein Ausgehendes vom Bangor Limestone.
14,10	0,90	Fahren Sie über Lost Creek. Das Wasser staut sich jenseits dieser Brücke, wenn die Cove überschwemmt wird.
14,20	0,10	Beachten Sie die großen Sandstein-Steinblöcke links--sie zeugen von einem vorhergehenden Felsrutsch.
14,50	0,30	Die gepflasterte Straße hört auf; ein Kiesweg

führt weiter. Die Sandstein-Steinblöcke rechts sind wegen der Unterspülung der unter dem Sandsteindeckgebirge lagernden, hoch erosionsanfälligen Bangor Limestone und Pennington Shale abgerutscht.

14,70

0,20

Parken Sie auf der Seite der Straße, und gehen Sie durch die Pforte im Zaun, um das Schlundloch von Lost Creek zu besichtigen, das etwa 200 m von der Straße rechts liegt.

Aufenthalt 2: Lost Creek Cove

Die Einsetzung von Farbtracer in das unterirdische Entwässerungssystem von Lost Creek zeigte, daß Lost Creek einen Kilometer südöstlich zu einem Wiederaustritt bei dem direkt auf der Hartselle Formation gelegenen Upper Dodson Cave fließt, nachdem er im südlichen Ende von Lost Creek Cove eingesunken ist. Indem Lost Creek von der Hartselle Formation abfällt, fällt er in eine große Doline in dem unterlagernden Monteagle Limestone. Er nimmt dann eine Treppenabsatzroute hinab durch den Monteagle Limestone ein, worauf der Wasserfall in Lost Creek Cave hinweist. Von hier arbeitet das Wasser sich zum Fuß des St. Louis Limestone durch, vermutlich eine widerstandsfähige Schiefer- oder Hornsteinschicht nach der anderen durchkreuzend, um direkt auf dem St. Louis-Warsaw Kontakt letztlich wiederauszutreten.

Ein Vergleich der Topographie, der Stratigraphie, der Struktur und der unterirdischen Entwässerung des Lost Creek Cove Gebiets mit dem postulierten Modell (Abb. 5) zeigte auf, daß sie einander ziemlich genau entsprachen. Die geologische Kartierung bestätigte das Vorhandensein einer Aufwölbung unter Lost Creek Cove, und Farbtrassierungen verrietten ein unterirdisches Entwässerungssystem, wie eines im Modell entworfen wurde.

Ehemals floß Lost Creek anscheinend auf dem Deckgebirge, von einer tektonischen Kuppel herab in Dry Creek hinein, so eine Erdoberflächenroute zum Caney Fork River einnehmend. Nachdem er sein Flußbett auf eine Höhe von ungefähr 396 m gesenkt hatte, durchkreuzte er den Bangor Limestone an einer hinter dem Cumberland Plateau Escarpment gelegenen Stelle. Die unterirdische Strominvasion wurde eingeleitet, als Wasser anfang, in und durch die Klüfte und Schichtungsflächen des Bangor Limestone zu einem Wiederaustritt am Caney Fork River am Fuß des Steilhangs zu fließen. Seit der Zeit hat Lost Creek Cove an Größe und Tiefe zugenommen und ist zu einem großen Karsttal geworden, das vom nichtkarbonatischen Gestein vollkommen umgeben ist.

Einst muß ein aus dem Nordwesten in den Südosten fließender Erdoberflächenzubringerfluß ungefähr in der Mitte der Cove in Lost Creek gemündet sein. Im Gegensatz zur östlich gelegenen Dog Cove Spitze von Lost Creek Cove, hat diese Spitze keinen Strom. Anscheinend fließt dieser Zubringerfluß jetzt unterirdisch, da die Hartselle Formation an drei Stellen gebrochen worden ist. Ein kleiner Strom fließt gegenwärtig in jede dieser Dolinen ein. Es ist lediglich eine Zeitfrage, wann Lost Creek selber durch die undurchlässige Hartselle Formation durchbrechen und ein unterirdisches Rohr durch den unterlagernden Monteagle Limestone formen wird. Es wird daher erwartet, daß Lost Creek Cove im Verlauf der Zeit ein noch größeres und tieferes Karsttal werden wird, dessen Boden die widerstandsfähige Warsaw Formation bilden wird. Nach einem längeren Zeitabstand wird Lost Creek Cove aufhören, ein Karsttal zu sein, indem der zurückweichende Cumberland Plateau Escarpment darauf eindringt (Crawford, 1979a und 1980b).

Kumulative

Meilenzahl Differenz

	0,05	
14,75		Beginnen Sie, bergaufwärts aus Lost Creek Cove hinauszufahren. Großer Sandsteinfelsblock links.
	0,10	
14,85		Sie fahren über einen Sattel. Sie haben jetzt Lost Creek Cove verlassen.
	0,10	
14,95		Beachten Sie die zahlreichen pennsylvanischen Sandstein- und Konglomeratfelsblöcke, die abgebrochen und auf die mississippischen Schiefer und Karbonate gerutscht sind, indem Sie den Cumberland Plateau Escarpment hinab-

fahren.

- 15,25 0,30 Parken Sie auf der rechten Straßenseite. Bitte achten Sie darauf, daß Ihr Wagen nicht zu einem Verkehrshindernis wird. Beachten Sie Sie die zwei kleinen Quellen, die auf der Hartselle Formation hängen--auf jeder Straßenseite eine.

Aufenthalt 3: Lost Creek Cave

Folgen Sie dem Pfad zur Sohle des Lost Creek Sink hinab. Lost Creek Sink ist eine massive Doline, die sich dort gebildet hat, wo der in Lost Creek Cove gesunkene Lost Creek von der Hartselle Formation abfällt. Lost Creek tritt aus Upper Dodson Cave wieder aus, fließt, auf der Hartselle Formation hängend, etwa 75 m und fällt ungefähr 25 m in Lost Creek Sink hinab. Lost Creek ist in Lost Creek Cave wieder zu sehen, wo er als unterirdischer Wasserfall 20 m abfällt. Der Eingang zu Lost Creek Cave befindet sich dem Wasserfall direkt gegenüber; man muß nur die Dolinensohle überqueren. Diejenigen, die es wünschen, können ungefähr 700 m in die Höhle gehen, um den unterirdischen Wasserfall zu besichtigen. Lost Creek fließt in einem im hinteren Teil von Lost Creek Cave gelegenen Siphon. Farbtrassierungen haben darauf hingewiesen, daß er auf The Pools (Die Tümpel) und dann auf Island Spring zufließt, die neben dem Caney Fork River am Fuß des Steilhangs liegt.

- 15,35 0,10 Sie sind unmittelbar über dem Eingang zur Lost Creek Cave. Der Lost Creek Waterfall befindet sich auf der entgegengesetzten Seite der Doline.
- 15,45 0,10 Das Ende von der Lost Creek Sink. Fahren Sie den Steilhang hinab, der an dem Dry Creek Valley entlang läuft.
- 17,30 1,85 Rechts einbiegen. Auf dem Geländewagenpfad, der geradeausführt, erreicht man das trockene Flußbett des Caney Fork River.
- 17,40 0,10 Sie fahren über Dry Creek.
- 18,30 0,90 Sie fahren über den Caney Fork River bei The Pools. Während Trockenperioden, die normalerweise den Sommer und den Herbst hindurch dauern, sinkt der ganze Caney Fork River und fließt unterirdisch durch die Caney Fork River Subsurface Cut-Off (Unterirdische Abschneidung); das Flußbett ist 7 km stromabwärts trocken. Der Fluß tritt an The Pools wieder aus, fließt dann aber wieder bis zum letzten Wiederaustritt bei Island Spring unterirdisch.
- 18,40 0,10 Die Sandstein-Steinblöcke links im Straßeneinschnitt rühren von einem Felsrutsch her, der vor dem Zurückweichen des Steilhangs an seine gegenwärtige Stätte stattfand.
- 18,45 0,05 Die Farmstraße rechts führt zu The Pools.
- 19,80 1,35 Fahren Sie über den Caney Fork River, ungefähr 1,6 km stromabwärts von Island Spring.
- 20,35 0,55 Biegen Sie unmittelbar nach dem Hause auf der rechten Seite in den Kiesweg scharf rechts ein. Fahren Sie nordwärts.
- 21,80 1,45 Biegen Sie an der Kreuzung links ein und parken Sie.

Aufenthalt 4: Island Spring

Island Spring, der letzte Wiederaustritt für das Wasser aus Lost

Creek Cove, sowie auch für die Caney Fork River Subsurface Cut-Off, liegt etwa 700 m südlich. Wallace Creek Spring, der Wiederaustritt für die Hickory Valley Branch, liegt auch an diesem Aufenthaltsort.

	0,95	
22,75		Der Hartselle-Monteagle Kontakt.
	0,05	
22,80		Gepflasterte Straße. Sie sind jetzt auf einem Tafelberg, dessen Deckgebirge aus der Hartselle Formation und zum geringeren Teil aus dem Bangor Limestone besteht. Das ist ein Auslieger des Cumberland Plateau.
	1,20	
24,00		Beginnen Sie die steile Abfahrt auf der anderen Seite des Tafelberges.
	0,85	
24,85		Fahren Sie über die Hickory Valley Branch, und biegen Sie an der Kreuzung rechts ein. Fahren Sie nordwärts.
	0,65	
25,50		Biegen Sie an der Kreuzung links (westlich) ein. Auf der linken Seite gibt es eine gute Aussicht über Hickory Valley.
	0,60	
26,10		Biegen Sie an der Kreuzung links (westlich) ein. (Schuttbehälter stehen in der Mitte der Kreuzung.) Wir fahren jetzt wieder auf der Straße, worauf wir eingefahren sind, da wir durch das Hickory Valley-Lost Creek Cove Gebiet eine große Schleife gemacht haben.
	1,30	
27,40		Biegen Sie rechts ein, und fahren Sie nordwärts. Wenn Sie an eine Gabelung kommen, dann sind Sie dort vorbeigefahren, wo Sie einbiegen sollten. Wenden Sie den Wagen, und fahren Sie zurück.
	2,25	
29,65		Biegen Sie an der Kreuzung rechts ein, und fahren Sie ostwärts. Der Sparta Country Club liegt rechts.
	1,05	
30,70		Verlassen Sie die Dolinenebene und beginnen Sie, den Cumberland Plateau Escarpment hinaufzufahren.
	0,05	
30,75		Der Monteagle-Hartselle Kontakt.
	0,20	
30,95		Biegen Sie rechts in Highway 70 South ein. Rechts befindet sich ein Park, der an der Straßenseite liegt.
	0,20	
31,15		Der Bangor Limestone auf beiden Straßenseiten.
	0,15	
31,30		Die Pennington Formation auf beiden Straßenseiten. Wir haben jetzt das klastische Deckgebirge erreicht, welches das Cumberland Plateau schützt.
	1,10	
32,40		Biegen Sie links in die Raststätte ein, wo man einen landschaftlich schönen Ausblick hat. Der Ort bietet eine gute Aussicht über den Steilhang, die Dolinenebene und das ausliegende Tafelgebirge links und über das Sandstein-Deckgebirge rechts. Fahren Sie weiter zur Straßenkreuzung. Hier machen wir nur eine Pause; wir halten aber nicht an. Fahren Sie auf Route 70 South nach Crossville.
	14,80	
47,20		Fahren Sie über das Oberwasser des Caney Fork River.
	6,00	
53,20		Das Crossviller Stadtgrenzenschild rechts.
	0,70	

53,90		Biegen Sie rechts in Route 70 (West Street) ein.
	1,50	
55,40		Biegen Sie links in Lantana Road ein.
	0,05	
55,45		Ampel. Biegen Sie rechts in Route 127 (South Main Street) ein.
	3,50	
58,95		Biegen Sie an der Kreuzung rechts ein. Fahren Sie auf Route 127 südwärts.
	0,80	
59,75		Cumberland Mountain State Park (Cumberland Berg Naturschutzgebiet). Den Eingang sehen Sie auf der rechten Seite.
	8,80	
68,55		Sie beginnen, in das Sequatchie Valley hinabzufahren. Das steile Einfallen der in den Straßeneinschnitten aufgedeckten Schichten ist mit der Sequatchie Valley Thrust Fault (Sequatchietal Aufschiebung) verbunden.
	1,80	
70,35		Biegen Sie links in die gepflasterte Kreisstraße ein.
	1,60	
71,95		Biegen Sie an der Kreuzung links ein und fahren Sie nordwärts.
	0,90	
72,85		Biegen Sie an der Kreuzung links ein und fahren Sie nördlich weiter.
	2,00	
74,85		Fahren Sie über den Sequatchie River.
	1,30	
76,15		Fahren Sie über den Sequatchie River und fangen Sie an, Devilstep Hollow (Teufelschritt Vertiefung) hinaufzufahren.
	0,40	
76,55		Biegen Sie in die ungepflasterte Straße (besser gesagt, in den Geländewagenpfad) ein.
	0,30	
76,85		Biegen Sie links in das Feld ein, folgen Sie etwa 100 m lang dem Farmweg und parken Sie. Von hier aus werden wir die kurze Strecke zum Head (Oberlauf) of Sequatchie Spring, zum Head of Sequatchie High Water Spring und zum Eingang der Devilstep Hollow Cave zu Fuß gehen. Bringen Sie eine Taschenlampe mit, wenn Sie sehen wollen, wo das Wasser aus Grassy Cove in Devilstep Hollow Cave wieder austritt (der Wiederaustritt liegt nur etwa 100 m vom massiven Höhleneingang). Von Devilstep Hollow Cave fließt der aus Grassy Cove herrührende Strom unterirdisch und tritt am Head of Sequatchie Spring und während Hochwasserzeiten am Head of Sequatchie High Water Spring wieder aus.

Aufenthalt 5: Sequatchie Valley--der Head von Sequatchie Springs

Grassy Cove wird durch den Cove Creek (Bucht Bach) entwässert, der in die an der nordwestlichen Seite der Cove gelegenen Mill Cave (Mühlhöhle) fließt. Von hier nimmt der Strom eine unterirdische Route ein, und zwar unter Brady Mountain zu einer großen am Beginn von Sequatchie Valley, 11 km südwestlich gelegenen Quelle (Abb. 7) Die Quelle ist der Ursprung des Sequatchie River und wird zweckmäßig Head of Sequatchie genannt.

Südwestlich von Grassy Cove liegt eine andere beeindruckende physiographische Erscheinung, das Sequatchie Valley (Abb. 7) Das Tal besteht aus einem tiefen Einschnitt, der etwa 6 bis 8 km breit ist, mit einem Boden, der 400 bis 500 m unter dem Niveau des Cumberland Plateau liegt. Die abschüssigen Talwände erstrecken sich an beiden Seiten des Canons in einer im wesentlichen geraden Linie aus; über 90 km lang schneiden sie aus dem Süden in das Plateau ein. Es ist ein klassisches Beispiel eines Antiklinaltales. Der Antiklinalberg besteht noch nördlich von Crab Orchard Cove an dem nördlichsten Teil der Sequatchie Anticline entlang. Zwischen dem Antiklinalberg und dem

Beginn des Sequatchie Valley liegt ein etwa 20 km langes Gebiet, das sich in einem Übergangsstadium zwischen Berg und Tal befindet (Abb. 7). Das ist ein Gebiet von Karsttälern, die örtlich als Buchten (coves) bezeichnet werden. Innerhalb dieses Gebiets kommen sechs größere Beispiele der Karsttalentwicklung vor. Die größeren Tarsttaler sind, nördlich bis südlich aufgezählt: 1) Crab Orchard Cove, 2) McClough Hollow, 3) Bat Town Cave, 4) Little Cove, 5) Grassy Cove und 6) Swager-ty Cove.

In diesem Gebiet werden von der Sequatchie Anticline in die Richtung des Einfallens abfließende Deckgebirgsstrome in die unterlagernden Kalksteine unterirdisch abgelenkt, nachdem sie das Deckgebirge gebrochen haben. Der durch die Unterspülung verursachte Hangrückgang breitet sich von der Stätte der ursprünglichen Invasion in alle Richtungen aus. Diese unterirdische Invasion führt zur Bildung von großen Karsttälern, und es ist klar, daß die Karsttalentwicklung eine größere Rolle in der Veränderung des Antiklinalbergs in ein Antiklinaltal gespielt hat und weiterspielt, wobei sie das rasche Vorrücken des Sequatchie Valley in die Richtung des Talbeginns an der Sequatchie Anticline entlang stark beeinflusste.

Durch die Assimilation von Karsttälern ist das Sequatchie Valley aus dem Südwesten in den Nordosten in Richtung des Talbeginns die Sequatchie Anticline hinauf vorgerückt (Abb. 9). Der Antiklinalberg wird zuerst auf Karsttaler reduziert, indem auf der Erdoberfläche fließende Ströme unterirdisch abgelenkt werden, und schließlich werden die Karsttaler in das Sequatchie Valley selbst assimiliert, indem es in die Richtung des Talbeginns vorrückt. Ein sehr wichtiger Faktor, der zur Bildung von Karsttälern in einer aufeinanderfolgenden Weise vom Südwesten bis in den Nordwesten vor dem Sequatchie Valley beigetragen hat, ist die zunehmende Dicke des pennsylvanischen Deckgebirges vom Südwesten zum Nordosten. Die pennsylvanischen Schichten, die das gesamte Cumberland Plateau bedecken, nehmen vom Südwesten bis zum Nordosten an Dicke zu; die Zunahme gilt auch für die Sequatchie Anticline, welche dieselbe Lithologie hat als das sie umgebende Plateau. Deswegen hat es progressiv länger gedauert, bis die Ströme, die in die Richtung des Einfallens die Antiklinale hinabflossen, aus dem Südwesten in den Nordosten durch das pennsylvanische Deckgebirge brachen. Wenn das Deckgebirge an der Antiklinale entlang vom Südwesten in den Nordosten gleich dick gewesen wäre, dann hätten Ströme ungefähr gleichzeitig an der Antiklinale entlang durchgebrochen, und die aufeinanderfolgende Entwicklung der Karsttaler vom Südwesten in den Nordosten hätte nicht stattgefunden. Das scheint aber nicht der Fall gewesen zu sein. Stattdessen ist die Karsttalentwicklung aus dem Südwesten die Antiklinale hinauf fortgeschritten; darauf folgte das Vorrücken des Sequatchie Valley in die Richtung des Talbeginns (Abb. 9) (Crawford, 1979b und 1980a).

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
	0,30	
77,15		Fahren Sie zur gepflasterten Straße zurück, und biegen Sie rechts ein. Fahren Sie weiter Devilstep Hollow hinauf.
	2,30	
79,45		Die Oberkante des Steilhangs.
	2,40	
81,85		Fahren Sie über Daddy's Creek (Papis Bach). Links steht eine alte Mühle.
	2,90	
84,75		Biegen Sie rechts in Route 127 ein.
	0,65	
85,40		Biegen Sie an der Kreuzung in Homestead rechts in Route 68 ein.
	3,20	
88,60		Fahren Sie über Daddy's Creek.
	1,50	
90,10		Fahren Sie durch Low Gap in Grassy Cove Polje hinein. Beachten Sie die verformte Struktur des Straeneinschnitts links.
	0,35	
90,45		Beachten Sie das nordwestliche Einfallen der Sequatchie Anticline, indem Sie in Grassy Cove hinabfahren (Pennington Formation).
	0,10	

90,55		Der Bangor-Pennington Kontakt.
90,65	0,15	Rechts eine gute Aussicht auf Grassy Cove.
90,85	0,20	Beachten Sie rechts die Hartselle Felsbank, wenn Sie die Hälfte der Strecke Brady Mountain bergabwärts zurückgelegt haben.
91,30	0,45	Parken Sie bei George Kemmer's General Store.

Aufenthalt 6: Grassy Cove--Mill Cave

Grassy Cove ist ein massives Karsttal (eigentlich eine antiklinale Polje), das ungefähr 13x5 km mißt und dessen flacher Boden etwa 400 m tiefer liegt als die es umgebenden Berge. Es ist das größte Karsttal auf dem Cumberland Plateau (Abb. 6 und 7), wahrscheinlich die größte Karstdepression in Nordamerika und eines der interessantesten Karstlandschaften in der Welt. Grassy Cove ist so groß, daß man sie beinahe aus der Luft besichtigen muß, um zu erkennen, daß sie tatsächlich eine Karstdepression ist. Die Cove ist die ausgehöhlte Mitte einer großen Antiklinale; die Flügel der Antiklinale bestehen als Berge, welche die Cove umgeben. Die Berge überragen das sie umgebende Cumberland Plateau. An manchen Stellen überragen sie den Boden der Cove sogar bedeutend mehr als 400 m. Gewissermaßen ähnelt die Cove einer vulkanischen Kaldera, einem großen Berg mit einer großen Depression in der Mitte.

Wir werden zum Stromeingang von Mill Cave spazieren. Bringen Sie Ihre Taschenlampe mit, wenn Sie etwa 100 m hinein in den zweiten Eingang von Mill Cave gehen wollen, um den unterirdischen Strom und manche vertikale Schächte zu besichtigen, wo Wasser von der Hartselle Formation abfällt. Mill Cave ist der Hauptentwässerungsausfluß für Grassy Cove. Cove Creek fließt durch Mill Cave und unter Brady Mountain zu einem flüchtigen Wiederaustritt bei Devilstep Hollow Cave und dann zu einem letzten Wiederaustritt am Head of Sequatchie Springs in dem Sequatchie Valley (Crawford, 1977).

Kumulative

Meilenzahl Differenz

	1,10	
92,40		Fahren Sie über Cove Creek. Die Straße, die Sie auf der anderen Seite des Baches rechts rechts sehen werden, führt in die Cove, mit dem Brady Mountain auf der rechten Seite und dem Bear Den Mountain (Bärenhöhlenberg) auf der linken Seite.
	0,90	
93,30		Biegen Sie links in den Kiesweg ein.
	0,10	
93,40		Geradeaus haben Sie eine gute Aussicht über den dem Einfallen der unterlagernden Gesteine entsprechenden Hang von McCullough Mountain im Vordergrund (Hartselle Formation) und Black Mountain im Hintergrund (pennsylvanisches Deckgebirge).
	0,75	
94,15		Fahren Sie auf das Feld, es sei denn, es sei schlammig, und parken Sie.

Aufenthalt 7: Bristow Spring

An diesem Aufenthaltsort werden wir uns Bristow Spring ansehen, den Wiederaustritt des Stromes, der in das Schlundloch in Little Cove einfließt. Bringen Sie Ihre Taschenlampe mit, wenn Sie etwas weiter in das Innere von Bristow Cave gehen wollen, um zu sehen, wie der Strom unter McCullough Mountain fließt. Little Cove ist durch die unterirdische Invasion des Oberlaufs von Harris Branch entstanden (Abb. 10 und 11).

	0,85	
95,00		Wenden Sie den Wagen, fahren Sie zur Hauptstraße (Route 68) zurück und biegen Sie links ein. Rechts haben Sie eine schöne Aussicht über die Cove, während Sie zu Route 68 zurückfahren. Die Aussicht liegt perpendicular zur Antiklinalachse.

95,60	0,60	Das Ende der Grassy Cove Anticlinal Polje. Wir sind auf das klastische Deckgebirge des Cumberland Plateau zurückgelangt.
103,10	7,50	Bei Grandview beginnen Sie, von dem Walden Ridge Escarpment hinabzufahren. Dieser östliche Steilhang des Cumberland Plateau ist eine Verwerfungsstufe. Beachten Sie die steil einfallenden Gesteine. Von Grandview hat man ein 70 km weites Blickfeld über das Great Valley, von East Tennessee (Valley und Ridge Province) zu den Smoky Mountains (Appalachian Mountains). East Tennessee wurde durch die Aufschiebung und die Faltung in hohem Grad verformt, als das ganze Gebiet vor ungefähr 250 Millionen Jahren während des Zusammenstoßes von Nordamerika und Nordwestafrika nordwestwärts verschoben wurde. Seitdem haben die Verwitterung und die Erosion eine Landschaft von parallelen Kämmen und Tälern geschaffen, die in eine nordöstlich-südwestliche Richtung gereiht sind. Der Erosion widerstandsfähige Gesteine unterlagern die Käämme, während die Täler sich auf schwächeren Gesteinen geformt haben. Die Karstgebiete sind mit nordöstlich-südwestlichen Kalksteinausgehenden verbunden.
107,60	4,50	Biegen Sie in Spring City rechts in Route 27 ein.
110,20	2,60	Biegen Sie links in Route 68 ein und fahren Sie in die Richtung von Watts Barr Dam und Sweetwater. Fahren Sie über Watts Barr Dam, einen der vielen Dämme, die von der Tennessee Valley Authority im Tennessee River und in seinen Zubringerflüssen gebaut wurden.
134,40	24,20	Einfahrt in Sweetwater. Fahren Sie auf Route 68 weiter.
140,50	6,10	Biegen Sie links in die Einfahrt von Lost Sea ein und parken Sie.

Aufenthalt 8: The Lost Sea (Der verlorene See)

The Lost Sea, früher Craighead Caverns genannt, ist die meist-besuchte Schauhöhle von Tennessee. Die Hauptattraktion ist eine unterirdische Bootfahrt auf dem Lost Sea, welcher der größte unterirdische See der Welt sein soll. Der See ist ungefähr 244 m lang und 67 m breit, mit einer maximalen Tiefe von 18 m. Die maximale Deckenhöhe über dem Wasser des Lake Room beträgt 10 m.

Lost Sea Caverns ist auch wegen ihres Reichtums an Exzentrikern (Gruppen sich strahlenförmig ausdehnender Kalzit- oder Aragonitnadeln) und wegen ihres umfangreichen Kalisaltpeterabbaus und der Schießpulverzeugung während des amerikanischen Bürgerkriegs bekannt.

Die Höhle ist in der Holston Formation ausgegraben worden und scheint sich größtenteils in der phreatischen Zone gebildet zu haben. Die Spuren von statischen Wasserniveaus, die stufenweise tiefere Niveaus suchten, sind vom höchsten Raum bis zur Oberfläche von Lost Sea, dem gegenwärtigen Wasserniveau, sichtbar. Die Höhle erstreckt sich an dem Streichen entlang, und die stufenweise absinkenden Wasserniveaus scheinen der Neigung von 30 Grad des Holston Limestone zu folgen.

Die Verwaltung von Lost Sea Caverns hat für unsere Gruppe eine besondere Führungsrouten ausgearbeitet, wovon ein Teil abseits vom Touristenpfad liegt. Bitte bringen Sie Ihre Taschenlampe mit.

140,70	0,20	Fahren Sie zurück zur Route 68 und biegen Sie rechts (nordwärts) ein.
170,90	30,20	Beigen Sie links in Route 27 Richtung Dayton

		ein.
183,90	13,00	Biegen Sie bei Dayton in Route 27 (Business) ein.
184,30	0,40	Biegen Sie rechts (westlich) in Route 30 Richtung Pikeville ein. Sie beginnen, vom Walden Ridge Steilhang auf das Cumberland Plateau hinabzufahren.
195,30	11,00	Sie beginnen, in das Sequatchie Valley hinabzufahren. Eine schöne Aussicht. Fahren Sie auf Route 30 Richtung Spencer den Steilhang hinab, über den Sequatchie River, durch Pikeville und die entgegengesetzte Seite vom Sequatchie Valley hinauf. Einst ähnelte dieser Teil des Tals wahrscheinlich der Zone von Karsttälern, die gegenwärtig seinem Vorrücken in die Richtung des Talbeginns an der Sequatchie Anticline entlang in dem Grassy Cove Gebiet vorausgeht.
214,50	19,20	Biegen Sie von Route 30 links (südlich) in die Straße ein, die zum Eingang von Fall Creek Falls State Park führt. Folgen Sie den Schildern zu Fall Creek Falls Inn.
226,50	12,00	Das Nachtquartier. Parken Sie auf dem Parkplatz von Fall Creek Falls State Park Inn.

Tag 3: Von Fall Creek Falls State Park, Tennessee bis Cape Girardeau, Missouri

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
0		Verlassen Sie Fall Creek Falls Inn und folgen Sie den Schildern zu Fall Creek Falls.
2,90	2,90	Parken Sie auf dem Parkplatz der Fall Creek Falls Ausblicksstelle (overlook).

Aufenthalt 9: Fall Creek Falls

Fall Creek Falls State Park befindet sich in einem an dem westlichen Steilhang des Cumberland Plateau entlang gelegenen Gebiet, das durch die beim Rückzug von Deckgebirgswasserfällen geschaffenen tiefen Cañons stark zerschnitten wurde. Ströme fallen von den widerstandsfähigen Sandsteinen und Konglomeraten unmittelbar auf die schwächeren Schiefer und Kalksteine. Der durch das Fallen des Wassers erzeugte Dunst neigt dazu, die chemisch schwachen Schiefer und Kalksteine zu verwittern und zu erodieren, so den „Absturztümpel“ am Fuß des Wasserfalls vergrößernd, was zur Unterschneidung der unterlagernden Sandsteine und Konglomerate durch den Tümpel führte. Schließlich fällt das Überhängende Deckgebirge in den „Absturztümpel,“ und der Cañon dehnt sich in die Richtung des Talbeginns weiter aus.

An dieser Aufenthaltsstelle werden wir Fall Creek Falls besichtigen, den höchsten Wasserfall in den östlichen Vereinigten Staaten, und Cane Creek Canyon. Entlang dem 700 m langen Pfad, der zum Fuß des Wasserfalls führt, werden wir schwache und bröcklige Schieferschichten (Pennington Formation) sehen, die unter den Sandsteinen ausgewaschen werden. Die großen Spalten im Überhängenden Deckgebirge, wie auch ein Urwald und eine schöne Aussicht auf einen 78 m abstürzenden Wasserfall bieten sich dem Anblick.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
2,90		Verlassen Sie den Parkplatz von Fall Creek Falls und fahren Sie über die Archie Rhinehart Parkway zur South Entrance (südlichen Einfahrt) des Parks.
11,30	8,40	Biegen Sie links (südlich) in Route 111 ein.
11,60	0,30	Biegen Sie rechts (westlich) in die gepflasterte Kreisstraße ein.

20,50	8,90	Sie beginnen, den Cumberland Plateau Steilhang hinabzufahren.
22,60	2,10	Biegen Sie links (westlich) in Route 30 Richtung McMinnville ein. Sie fahren jetzt über die Dolinenebene, die am Fuß des Steilhangs liegt.
32,50	9,90	Triangle Junction. Fahren Sie auf Route 70 South Richtung McMinnville und dann westwärts Richtung Murfreesboro.
55,00	22,50	Sie beginnen, von dem Highland Rim Low Plateau den 122 m hohen Highland Rim Escarpment hinab in den Central Basin zu fahren. Dieser Steilhang ist in der Hinsicht dem Cumberland Plateau Steilhang ähnlich, daß er die Folge der Erosion eines widerstandsfähigen, von chemisch schwachen Kalksteinen unterlagerten Deckgebirges ist. Das Deckgebirge besteht aus der mississippiischen Fort Payne Formation, einem Kieselstein (der aus klastischem, schluffgroßem und/oder niedergeschlagenem Kiesel besteht) und einem Schluffstein. Sein Kalkgehalt ist gering, und es enthält Bänder und Knollen aus Hornstein. Es ist von einem dünnen, kohlenstoffhaltigen devonischen Schiefer, dem Chattanooga Schiefer, unterlagert. Hunderte, womöglich Tausende von Höhlen haben sich in den ordovizischen Kalksteinen gebildet, die den Chattanooga unterlagern. Die hydrogeologische Lage ist derjenigen des Cumberland Plateau Steilhangs sehr ähnlich. Deckgebirgswasserfälle kommen dort vor, wo Erdoberflächenströme von der Fort Payne Formation abfallen und unterirdische, vertikale Schächte und Rohrhöhlen das Wasser den Steilhang hinab zu den in der Nähe des Fußes gelegenen Quellen leiten.
56,20	0,70	Der Chattanooga Schiefer ist im Straßeneinschnitt entblößt. Es ist ein dunkler, bituminöser Schiefer, der etwa 10 m dick ist.
56,90	0,70	Der Fuß des Highland Rim Steilhangs. Wir werden 148 km quer über die ordovizischen Kalksteine des Central Basin fahren, bevor wir an der entgegengesetzten Seite den Highland Rim Steilhang hinauffahren. Der Central Basin wurde durch die Ausgrabung des Nashville Dome, einer Aufwölbung an der nordöstlich-südwestlich streichenden Cincinnati Arch entlang, geformt. An manchen Stellen liegt er 183 m unter der Höhe der ihn umgebenden Cuestahängen des Highland Rim.
77,40	20,50	An der Ampel in Murfreesboro rechts (nördlich) in Route 70 South und Route 41 einbiegen.
77,90	0,50	An der Ampel links (südlich) in Route 231 einbiegen.
80,30	2,40	Rechts in Warrior Drive einbiegen, nachdem Sie über I-24 gefahren sind.
82,20	1,90	Links in Route 99 einbiegen.
86,10	3,90	Rechts in Windrow Road einbiegen, nachdem Sie durch Salem gefahren sind.
87,80	1,70	Über Oberall Creek fahren. (Overall Spring, der Entwässerungsabfluß für den größten Teil

des Snail Shell Karst (Schneckenhaus Karsts),
liegt etwa 1 500 m stromaufwärts.)

- 2,50
90,30 Die Windrow Branch (Abzweigung) rechts. Einst war dieser Strom das Oberwasser für die Nelson Branch, die in das Harpeth River Abflußgebiet fließt, aber nachdem er sein Bett gesenkt und undurchlässige Schichten an einer Aufwölbung im Ridley Limestone entlang gebrochen hatte, drang er unterirdisch ein und fing an, in die Richtung des Einfallens zu einer Einsattelung bei Overall Spring (Stone's River Abflußgebiet) zu fließen, wobei er den nördlichen Gang von Snail Shell Cave formte.
- 0,30
90,60 An der Kreuzung links einbiegen.
- 1,70
92,30 Links in den Geländewagenofad einbiegen und parken. Wir werden dem Pfad ungefähr 200 m zum Snail Shell Karst Window (Schneckenhaus Karstenfenster) folgen. Vom Karstenfenster werden wir mit Kanus ungefähr 800 m in Snail Shell Cave stromaufwärts fahren. Bringen Sie Ihre Taschenlampe mit.

Aufenthalt 10: Snail Shell Karst

Der Snail Shell Karst ist in der Beziehung ziemlich einmalig, daß seine Oberfläche von „glades“ (Lichtungen) anstatt von Dolinen gekennzeichnet ist. „Glade“ ist ein lokaler Ausdruck für ein Gebiet mit einer sehr dünnen Bodendecke oder mit aufgedeckten Kalksteinen. Die „glades“ haben sich auf den ordovizischen Lebanon Limestone und Ridley Limestone gebildet, die prozentual niedrige unlösliche (weniger lösliche) Rückstände haben. Der dünne Erdboden ist deswegen nach dem Niederschlagsbeginn rasch gesättigt, und der sättigende Erdoberflächenabfluß erstreckt sich über große Flächen. Im Gegensatz zu vielen Karstgebieten, wo der Niederschlag sogleich direkt in das unterlagernde Kalkstein sinkt, erzeugen Niederschläge im Snail Shell Karst so ephemere Ströme, die den oberirdischen Abfluß durch Schlundlöcher dem unterlagernden Kohlensäuregrundwasserträger zuführen. Obwohl ein Teil des Wassers als Sickerwasser an den Klüften entlang in den Kohlensäuregrundwasserträger sinkt, soll dieses Wasser gewöhnlich übersättigt sein, wenn es in das Höhlensystem einfließt.

Die oberirdische Strömung, die besonders während Überschwemmungen durch Schlundlöcher in das Höhlensystem einfließt, soll in bezug auf Kalziumcarbonat aggressiv sein, da sie weniger Kontakt mit Kalkstein gehabt hat; deswegen soll sie bei der Bildung der unterirdischen Röhre im Snail Shell Karst Gebiet von maßgebender Bedeutung gewesen sein. So scheint eine direkte Beziehung zwischen der „glade“-Topographie, welche die oberirdische Strömung erzeugt, und den unterlagernden Höhlensystemen zu bestehen.

Farbtracer haben auf zwei ziemlich große unterirdische Ströme hingewiesen, die den Snail Shell Karst entwässern. Die zwei Ströme schließen sich in Lower Snail Shell Cave zusammen und treten bei Overall Spring wieder aus. Einer der unterirdischen Ströme beginnt an einem Schlundloch, das der „Gulf“ genannt wird. Er fließt dann durch Nanna Cave und Echo Cave und in den Grand Canal Gang der Lower Snail Shell Cave hinein. In der Lower Snail Shell Cave fließt er in den Strom aus der Upper Snail Shell Cave ein, die an einem Schlundloch beginnt, das von der Windrow Branch gespeist wird (Abb. 12 und 13).

Das Snail Shell Cave System hat sich innerhalb einer 10 m dicken Schicht des Ridley Limestone gebildet, die zwischen zwei Schichten liegt, welche sehr niedrige Grade der Wasserdurchlässigkeit durch Fugen und Spalten aufzeigen. Unter dieser Schicht befindet sich eine beinahe undurchlässige Schicht, der schieferige Pierce Limestone. Über dieser Schicht befindet sich eine massive Schicht des Ridley Limestone, die etwa 5 m dick ist und sehr wenige Klüfte zu haben scheint. Untersuchungen der Lithologie bei eingestürzten Dolinen zeigten zahlreiche Klüfte im Kalkstein über und unter dieser Schicht auf, aber keine, die sich dadurch erstreckten. Beim Snail Shell Karst Window fließen drei kleine Ströme aus kleinen Höhlen, die auf dieser Schicht liegen, und fallen davon in den Strom ab, der quer über die Sohle der Doline fließt. Diese massive Schicht bildet für einen

großen Teil des Snail Shell Cave System die Decke, und nur sehr wenige Klüfte sind in der Decke zu sehen. Es ist klar, daß diese Schicht an den Klüften entlang eine sehr geringe Wasserdurchlässigkeit durch Fugen und Spalten hat, und sie ist vorläufig als ein Karbonatdeckgebirge identifiziert worden. Sie ist nicht so undurchlässig wie das klastische Deckgebirge an dem Cumberland Plateau oder dem Highland Rim entlang, aber sie neigt dazu, an Schlundlöchern einen großen Teil des Wassers, das dadurchfließt, in den Stromeinfluß abzulenken und zu konzentrieren.

Es scheint, daß die unterirdische Stromablenkung von den oberirdisch fließenden Strömen, die durch dieses Karbonatdeckgebirge im Ridley Limestone durchschneiden oder durchbrechen, der Prozeß ist, wodurch aggressives Wasser in das Snail Shell Cave System einfließt. Die Windrow Branch bietet ein gutes Beispiel der unterirdischen Stromablenkung. Es scheint, daß die Windrow Branch einst der Oberlauf von Nelson Creek war, der in den Harpeth River Entwässerungsbecken fließt; als er aber sein Bett senkte, schnitt er bei einer Aufwölbung durch die Deckgebirgsschichten des Ridley Limestone, und der Strom wurde unterirdisch in die Schicht mit der hohen Wasserdurchlässigkeit durch Fugen und Spalten im unteren Ridley abgelenkt. Das Wasser aus der Windrow Branch fing dann an, seiner ursprünglichen Fließrichtung entgegengesetzt zu fließen, als es anfang, indirekt auf dem weniger durchlässigen schieferigen Pierce Limestone hängend, in die Richtung des Einfallens zu einer Einsattelung bei Overall Spring zu fließen. Overall Spring ist in dem Stones River Entwässerungsbecken. Die unterirdische Strominvasion hat so zur Enthauptung eines Stromes geführt, der einst in den Harpeth River Entwässerungsbecken floß (Abb. 12 und 13) (Crawford, Steidl und McCurdy, 1981).

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
	0	
92,30		Zu I-24 in Murfreesboro zurückfahren.
	12,00	
104,30		Nördlich in I-24 einbiegen und durch Nashville fahren.
	37,10	
141,40		An der Kreuzung auf I-24 westwärts Richtung St. Louis weiterfahren (linke Fahrbahn).
	7,70	
149,10		Sie verlassen den Central Basin. Sie fangen an, den Highland Rim Steilhang hinaufzufahren. Der Chattanooga Shale ist im Straßeneinschnitt aufgedeckt. Wenn Sie den Steilhang weiter hinauffahren, ist eine andere Aufdeckung der Fort Payne Formation sichtbar.
	35,70	
184,80		Sie verlassen Tennessee. Fahren Sie durch Paducah, Kentucky nach Cape Girardeau, Missouri.
	165,00	
349,80		Auf Route 146 führt die Brücke bei Cape Girardeau, Missouri über den Mississippi River. Fahren Sie zum Nachtquartier.

LITERATUR

- Barr, T. C. (1961): Caves of Tennessee: Tennessee Division of Geology Bulletin 64, 567 S.
- Crawford, N. C. (1977): The Mill Cave drainage system: Speleoneers 21, Nr. 6, S. 72-86.
- Crawford, N. C. (1979a): The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Teil I: Subterranean stream invasion, conduit cavern development, and slope retreat in the Lost Creek Cove Area, White County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series Nr. 1, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 75 S.
- Crawford, N. C. (1979b): The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Teil II: Karst valley development and the headward advance of the Sequatchie Valley in the Grassy Cove Area, Cumberland County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series Nr. 2, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 50 S.

- Crawford, N. C. (1979c): Guidebook to karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment in the Lost Creek Cove and Grassy Cove Areas of Tennessee; Safford Centennial Society (Tennessee Professional Geologists) Field Trip 1979, 49 S.
- Crawford, N. C. (1980a): The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Teil IV: Erosional processes associated with subterranean stream invasion, conduit cavern development and slope retreat; Cave and Karst Studies Series Nr. 4, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 152 S.
- Crawford, N. C. (1980b): Karst geomorphology: Landscape evolution in areas where carbonate rock is overlain by clastic caprock; Speleology Workshop Manual 1980, S. 29-52.
- Crawford, N. C., P. Steidl und R. McCurdy (1981): Hydrogeology of the Snail Shell Karst, Rutherford County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series Nr. 6, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 57 S.
- Hack, J. J. (1966): Interpretation of Cumberland Escarpment and Highland Rim, South-Central Tennessee and Northeast Alabama: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 524-c, 16 S.
- Matthews, L. E. (1971): Descriptions of Tennessee Caves: Tennessee Division of Geology Bulletin 69, 150 S.
- Milici, R. C. (1968): The physiography of Sequatchie Valley and adjacent portions of the Cumberland Plateau, Tennessee: Tennessee Division of Geology Report of Investigations 22, 15 S.
- Miller, R. A. (1974): The geologic history of Tennessee: Tennessee Division of Geology Bulletin 74, 63 S.

KARST- UND HÖHLENFÜHRER ZUR OZARK-GEGEND VON MISSOURI UND ARKANSAS

EINLEITUNG

Die Ozarks bilden ein physiographisches Gebiet von Missouri und Arkansas, das von Dolomit- und Kalksteineinheiten mit geringeren Mengen von Sandstein unterlegen ist. Hornstein kommt im ganzen Profil relativ häufig vor. Die Gesteine sind verschieden alt. Die ältesten sind im Oberkambrium entstanden, die neuesten im Karbon. Der Felsuntergrund ist gewöhnlich mit einem Residuum bedeckt, das sich aus den unlöslichen Rückständen von Karbonatgesteinen bildete, die durch Auflösung abgetragen wurden. Das Residuum hat meistens einen Durchmesser von ungefähr einem Meter bis etwa zehn Meter, aber an manchen Stellen kann er mehr als 125 m betragen.

Der Staat Missouri liegt im Midcontinent-Kratongebiet. Das Kraton wird westlich vom Rocky Mountain-Gebiet abgegrenzt, östlich vom Appalachian Fold Belt (Faltungszone) und nördlich vom Canadian Shield (Schirm). Strukturell wird Missouri als stabil angesehen. Dies mag in bezug auf den nördlichen Teil des Staates stimmen, wo die tektonischen Merkmale ziemlich untergeordnet sind, aber der südliche Teil, besonders der südöstliche Teil von Missouri, hat eine komplexe tektonische Geschichte. Die Mississippi Embayment (Bucht), ein bedeutendes mittelkontinentales Rißsystem, grenzt den südöstlichen Teil der Ozarks ab. Ausgedehnte Verwerfungen, Einbrüche und eine intrusive vulkanische Tätigkeit kennzeichnen dieses noch aktive Gebiet.

Die starke tektonische Tätigkeit in den St. Francis Mountains hat nachgelassen, aber die epeirogene Krümmung, welche die asymmetrische Aufrichtung hervorrief, mag sich immer noch fortsetzen. Die St. Francis Mountains sind der Kern einer präkambrischen Gebirgskette. Im Süden und Südwesten werden die Ozarks von der Ouachita Geosynklinale und den begleitenden Ouachita Mountains von Arkansas und den anliegenden Teilen von Oklahoma und Texas abgegrenzt.

Das gesamte strukturelle Relief in den Ozarks beträgt mehr als 1 525 m. Die Schichten an den östlichen und südöstlichen Hängen der Aufhebung fallen ungefähr 18,6 m pro Kilometer ein.

Im Norden, Westen und Süden ist das Einfallen sanfter, gewöhnlich 1,86 bis 7,46 m pro Kilometer. Steilere Einfälle sind meistens mit Verwerfungen, lokalen Falten oder der durch die Auflösung verursachten Einsturzmerkmalen verbunden. Größere Verwerfungsflächen geben die präkambrische Untergrundstruktur wieder und streichen vorwiegend nordwestlich und, in geringerem Grade, nordöstlich.

Oberkambrische und ordovizische Schichten streichen den Hang der St. Francis Mountains und das angrenzende Salem Plateau entlang aus und bestehen vorwiegend aus kieselhaltigen Karbonaten mit kleineren mittel- bis grobkörnigen klastischen Einheiten. Das regionale Einfallen war während dieser Periode südöstlich, und die lokale Aufwölbung und Vertiefung hielten das Absetzen und gewissermaßen die Lithologien in Grenzen.

Silurische und devonische Schichten sind in den Ozarks nicht stark vertreten. Dünne Einheiten streichen im Springfield Plateau in den Südwesten und den Nordwesten und den östlichen Hang der St. Francis Mountains entlang aus, und dickere Einheiten kommen unterirdisch im Mississippi Embayment und im Forest City Basin (Kessel) vom nordwestlichen Missouri und dem Norden und Nordosten Missouris vor. Ähnliche mittelpaläozoische Sedimente wurden im Salem Plateau der zentralen Ozarks abgesetzt und sind durch die Auswaschung abgetragen worden.

Karbonische (mississippiische und pennsylvanische) Sedimente streichen als Band um das Salem Plateau aus. Die mississippiischen Schichten bestehen vorwiegend aus kieselhaltigen Kalksteinen mit manchen feinen klastischen Sedimenten. Die pennsylvanischen Schichten bestehen aus zyklischen Ablagerungen von dünnen Kalksteinen, Sandsteinen und Schieferen mit zahlreichen Kohlenflözen. Die Verkarstung ist im wesentlichen auf präpennsylvanische Schichten beschränkt.

Mehrere größere Diskordanzen kommen in den Ozarks den ganzen stratigraphischen Profil hindurch vor. In bezug auf die Verkarstung stellt eine größere Diskordanz zwischen mississippiischen und pennsylvanischen Schichten die bedeutendste Unterbrechung dar. Eine intensive lokalisierte Verkarstung fand vor dem pennsylvanischen Absetzen über Teile der Ozarks statt, was zur Folge hatte, daß unzählige Dolinen und Höhlen entstanden, die nach der pennsylvanischen Trans-

gression mit klastischen Sedimenten ausgefüllt wurden. Die mississippi-sche Verkarstung mag zum Teil die tiefen Quellennetze der Ozarks verursacht haben. Viele dieser Netze liegen weit unter der gegenwärtigen Erosionsbasis und mögen verjüngte Paläo-Höhlsysteme darstellen. Frühere Auftauchensperioden mögen auch die lokale Verkarstung verursacht haben.

Topographisch gesehen ist das typische Ozark-Terrain ein wellenförmiges Terrain, das von Bachtälern mit steilen Hängen zerschnitten wird. Dolinen sind in der Hochebene ziemlich weitverbreitet, und es gibt mehrere Zonen von intensivem Oberflächenkarst. Mehr als 5 000 Höhlen in den Missouri-Arkansas Ozarks sind aufgezeichnet worden. Die längsten und kompliziertesten Systeme sind die östlich einfallenden ordovizischen Dolomiten und Kalksteine im südöstlichen Teil von Missouri, wo relativ junge Höhlenkomplexe auf vielen Niveaus und mit einem niedrigen Relief sich gegen das Tal des Mississippi River entwässern. Die großen und zahlreichen Höhlen im nördlichen Teil von Arkansas befinden sich in geologisch jüngeren Schichten und in Zonen mit einem höheren Relief als ihre Gegenstücke in Missouri.

Die Höhlen der kambro-ordovizischen Dolomiten der Zentral-Ozarks in Missouri sind mit großen Quellennetzen verbunden, welche gegenwärtige Höhlenbildungen darstellen. Diese Netze können von mehr als einer Verkarstungsperiode zeugen. Die Quellennetze enthalten in der Regel tauchbare Kanäle, die bis zu 100 m tief und 65 km lang sind.

Die Höhlen der nordwestlichen Ozarks in Missouri befinden sich in ordovizischen und mississippi-schen Karbonaten. Die tiefsten Höhlen der Ozarks--bis zu 140 m--sind in diesem Gebiet.

Die Exkursionsroute ist gewählt worden, um ausgewählte Aspekte der mehreren Arten von Ozark-Karstlandschaften zu zeigen, wie auch die Merkmale von typischen Quellennetzen und die umweltlichen Aspekte der menschlichen Besiedlung des Karstterrains.

STRABENLOG

Tag 1: (Von Cape Girardeau, Missouri bis Meramec State Park, Missouri)

Kumulative

Meilenzahl

Differenz

0		Die Exkursion beginnt an der Kreuzung von Henderson Avenue und Broadway in Cape Girardeau, Missouri. Broadway entlang westwärts fahren.
1,0	1,0	In Kingshighway rechts einbiegen und nördlich fahren.
4,5	3,5	Die Kreuzung von I-55 und Kingshighway. Rechts einbiegen und I-55 nordwärts fahren.
6,0	1,5	Steileintauchende Schichten von spätdovizischen bis frühdevonischen Sedimentgesteinen. Die Jackson Fault (Verwerfung), ein größeres Gebilde im südöstlichen Missouri, kreuzt sich am nördlichen Ende des Straßeneinschnitts mit der Autobahn. Die Verschiebung beträgt zwischen 60 und 120 m (Thacker und Satterfield, 1977).
6,6	0,6	Die Kimmswick Formation, aus der mittelordovizischen Zeit.
9,9	3,3	Die Kreuzung von I-55 und U. S. Hwy. 61. Rechts einbiegen und auf Hwy. 61 (Fruitland Abfahrt) nordöstlich fahren.
21,7	11,8	Einfahrt in Appleton, Missouri.
21,9	0,2	Rechts in die gepflasterte Straße einbiegen und durch Old Appleton fahren.
22,2	0,3	Über die alte Apple Creek Brücke fahren. Die Brücke wurde im Jahre 1879 errichtet.
22,3	0,1	Links in den Kiesweg einbiegen, dann sofort rechts einbiegen und auf Hwy. 61 nordwärts fahren.
	1,1	

- | | |
|------|---|
| 23,4 | Links einbiegen und bei Uniontown auf Route F westlich fahren. |
| | 2,0 |
| 25,4 | Rechts einbiegen und auf der gepflasterten Straße nordwärts fahren. |
| | 0,2 |
| 25,6 | Links einbiegen in den Parkplatz bei St. Joseph's Catholic Church (katholische Kirche). |

DER PERRYVILLER KARST

Ein ungefähr parallel zum Mississippi River gelegenes Gebiet intensiver Verkarstung dehnt sich vom südlichen Teil von St. Louis bis in die Nähe von Cape Girardeau, Missouri aus. Die Hauptauflösungstätigkeit findet in Kalksteinen und Dolomiten statt, die in der mittelordovizischen bis mississippischen Zeit entstanden sind.

Im Perryviller Gebiet hat die Auflösungsentwicklung die Verkarstung in den Joachim, Rock Levee und Platin Formationen verursacht, die alle in der mittelordovizischen Zeit entstanden. Die Joachim Formation besteht vorwiegend aus einem gelblich-braunen, lehmigen Dolomit und enthält Zwischenschichten aus Hornstein und Kalkstein im unteren Teil. In diesem Gebiet schwankt die Dicke der Joachim Formation zwischen ungefähr 53 m in Cape Girardeau und ungefähr 49 m in Perryville. Die Rock Levee Formation, ein Kalkstein mit zwischengelagertem Dolomit, liegt gleichförmig auf der Joachim Formation; die Berührung wird von einer dünnen, aber beständigen Hornsteinschicht auf der Oberkante der Joachim Formation gekennzeichnet. Die Berührung mit der überlagernden Platin Formation ist offenbar gleichförmig und ist unter einem oolitischen Kieselkonglomerat geschieden. Beide Berührungen sind unterirdisch leicht erkennbar, aber bei Oberflächenaufschlüssen ist die Hornsteinzone nicht immer sichtbar. Deswegen wird die Rock Levee auf Feldkarten in der Regel als Teil der Platin Formation dargestellt. Die Platin Formation besteht aus grauem, feinkristallinischem bis unterlithographischem Kalkstein mit kleineren Zwischenschichten aus erdöhlhaltigem Schiefer und Hornstein. Im Perryviller Gebiet ist die Einheit ungefähr 137 m dick.

Im östlichen Missouri unterliegt der St. Peter Sandstone (Sandstein), der in der Nähe von Perryville ungefähr 23 m dick ist, diesen Karbonateinheiten und bestimmt im allgemeinen die untere Ausdehnung der Verkarstung. Die Dutchtown Formation, ein mittel- bis dickschichtiger Kalkstein und Dolomit mit unterschiedlichen Mengen von zwischengelagertem Sand, Schlamm und Lehm, überlagert den St. Peter Sandstone südlich von Perryville. Diese Einheit verdünnt sich von ungefähr 52 m in der Nähe von Cape Girardeau bis zu weniger als 6 m südlich von Perryville und fehlt nördlich von Perryville. An einigen Stellen in und in der Nähe von Perryville haben Dolinen Wände, die aus dem St. Peter Sandstone bestehen. Die Dolinen sind offenbar durch die Auflösung und den Einsturz in der unterlagernden Everton Formation entstanden.

Strukturell gesehen liegt der Karst vom östlichen Teil Missouris auf der östlichen Flanke der Ozarker Aufhebung, die östlich in den Illinois Kessel einfällt. Das Ste. Genevieve Verwerfungssystem, ein größeres tektonisches Merkmal im östlichen Missouri, zieht östlich und nördlich an Perryville vorbei, ungefähr dem Prallufer des Mississippi River entlang laufend. Die Verschiebung der Verwerfung entlang beträgt in diesem Gebiet ungefähr 122 m. Ungefähr 12,9 km nördlich von Perryville wendet sich der Bruch und hält ungefähr 32 km lang eine beinahe ost-westliche Konfiguration ein, bevor er sich wieder nordwestlich wendet. Dieser Teil des Verwerfungssystems ist äußerst komplex. Individuelle Verwerfungen können normale, steile oder inverse Verwerfungen sein. Die lokale Verschiebung erreicht über 305 m (McCracken, 1971). Yokum (1980; persönliche Mitteilung) hat zahlreiche Höhlen gefunden und kartiert, die sich den Verwerfungsebenen in dieser Formation entlang entwickelt haben.

Die Hydrologie des Perryviller Karsts ist nicht gründlich erforscht worden. Es gibt wenige perennierende Quellen im Perryviller Gebiet, und keine von denen haben normalerweise hohe Schüttungen. Ungefähr 9,7 km nördlich von Perryville gibt es mehrere Wiederaustritte der Blue Spring Branch (Abzweigung) entlang (Vineyard und Feder, 1974). Die Wiederaustritte entwässern die ausgedehnten Höhlensysteme südlich des Baches. Obwohl sie zwischen Platzregen trocken sind, kann man nach größeren Niederschlägen hohe Quellschüttungen aufzeichnen. Vineyard (1980; persönliche Mitteilung) berichtet, daß

die gesamte Strömung dieser Wiederaustritte etwa $8,5 \text{ m}^3/\text{s}$ * beträgt. Wegen des intensiven Oberflächenkarsts, des Fehlens an zwischenräumlichen Lagerorten und des Vorhandenseins eines gut entwickelten Höhlensystems kann das Regenwasser relativ leicht in das System eindringen, so in den Höhlen rasche Hebungen des Wasserspiegels verursachend; aber es fließt schnell aus Wiederaustritten ab. Die meisten der größeren Höhlen, die sich in diesem Gebiet entwickelt haben, enthalten perennierende Bäche, und manche von diesen speisen naheliegende kleine perennierende Quellen. Die Wiederaustritte sind meistens Überschwemmungsauslässe für die höheren Gänge, die während starker Platzregen überflutet werden. Keine Forschungsarbeiten sind unternommen worden, die darauf hinweisen, daß ein Teil des Wassers, das in das Karstsystem eindringt, tiefere Grundwasserleiter speist oder einfallend dem Mississippi River Alluvium oder dem Illinois Kessel zufließt.

Als Caves of Missouri, das Buch des berühmten Geomorphologen J. D. Harlan Bretz, im Jahre 1956 veröffentlicht wurde, wußte man nur, daß vier benannte und mehrere unbenannte Höhlen in der Nähe von Perryville bekannt waren; man glaubte, daß keine von diesen sich weit erstreckte. Heute hat sich jene Zahl auf über 500 erhöht. Die Größe der Höhlen schwankt zwischen bloßen überhangenden Gebirgen und ausgedehnten Höhlen wie Crevice Cave, welche die längste Höhle in Missouri ist; ihre Länge beträgt über 44 km.

Perryville liegt in einer Karstebene, die sich in der Joachim Formation entwickelt hat. Der Niederschlagsabfluß von dem größten Teil der Stadt entwässert sich durch Dolinen. Zahlreiche Höhlen liegen unter der Stadt, und so fällt es schwer, ein Wohnhaus zu finden, das nicht in einer Doline, auf der Flanke einer Doline oder zwischen Dolinen gebaut worden ist. Die meisten Höhlen in der Stadt sind durch den städtischen Abfluß, Faulbehälter und Abfälle verunreinigt worden. Wenigstens eine Höhle ist durch Benzin verunreinigt worden. Die Höhlen und Dolinen in Perryville sind von der Stadt zur Beseitigung des Abwassers und des Niederschlagsabflusses verwendet worden. Bretz (1956; S. 363) schreibt wie folgt über Beer Cave und Cashion Cave, die unter Perryville liegen:

Sie (Beer Cave) wurde als Bierlagerstelle gebraucht, bis der zusätzliche Wohnungsbedarf der Stadt zur Nivellierung und Zerstörung dieses der St. Joseph Street entlang gelegenen Gemachs führte. Ein Seitengang von Beer Cave wird heute zur Beseitigung des Abwassers von beinahe einem Häuserblock verwendet. Man kann einen Schachtdeckel im Bürgersteig St. Joseph Street entlang nördlich des Gerichtsplatzes aufheben und 4,5-6 m in diesen Gang hinuntersehen. Man weiß nicht, wohin die Abfälle weggespült werden, aber die Spülungen der Sturmgewässer halten den Hohlraum frei. Der Eingang zur Cashion Cave, der im südwestlichen Teil der Stadt liegt, ist mit Abfällen gefüllt.

Perryville ist nicht der einzige Ort im Perryviller Karst, wo die Abwasser- und Abfallbeseitigung zur Verunreinigung der Höhlen geführt hat. Fährt man durch die Landschaft, so sieht man zahlreiche Beispiele der unpassenden Abfallbeseitigung. Fütterungsplätze und Faulbehälter entwässern sich in Dolinen. Manche Dolinen sind private Müllablageplätze. Ein großer Teil des Gebiets ist gerodet und reihenweise bepflanzt worden, was zu Gestrüpphaufen in Dolinen und zu einer Steigerung der Sedimentbelastung wegen der Oberflächenabtragung geführt hat. Manche Bauern haben versucht, die Dolinen mit Erde anzu füllen, um sich den Ackerbau leichter zu machen. Solche Versuche führen oft zur zunehmenden Bodensenkung.

Aufenthalt 1: Das Schnurbush Karst Window (Karstfenster)

Das Schnurbush Karst Window ist eine Öffnung in ein funktionierendes karsthydrologisches System, das sich im oberen Teil der Joachim Formation gebildet hat. Das Wasser fließt über eine Mauerwand an der nördlichen Seite der Doline, fließt die Sohle der Doline entlang über einen eingestürzten Höhlengang und verschwindet in einen Höhlengang, der ungefähr 6 m östlich liegt. Der obere Gang ist beinahe vollkommen überschwemmt und ist nicht ohne Taucherausrüstung betretbar. Der stromabwärts liegende Gang ist betretbar, und es sind ungefähr 24 m davon kartiert worden. Dort fällt das Wasser als Wasserfall 3,4 m ab. Die Höhle endet kurz danach an einem Siphon.

Keine Strömungsangaben für die Quelle liegen vor. Der geschätzte normale Abfluß liegt bei ungefähr $0,015 \text{ m}^3/\text{s}$. Strömungsschätzungen nach Aufnahmen, die von Vineyard (1980; persönliche Mitteilung)

* m^3/s = Kubikmeter pro Sekunde

gemacht wurden, weisen darauf hin, daß die Strömungen bei Überschwemmungen $0,56 \text{ m}^3/\text{s}$ überschreiten mögen. Der Einsatz von Farbracer hat noch nicht nachgewiesen, wo das Wasser wiederaustritt. Das Fenster ist in der Nähe von St. Joseph's Catholic Church und wird als Amphitheater für Gottesdienste im Freien gebraucht.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
25,6		Vom Parkplatz zurück zur Route F fahren.
	0,2	
25,8		Links in Route F einbiegen und östlich fahren.
	2,0	
27,8		Links einbiegen und bei Uniontown auf Hwy. 61 nördlich fahren.
	4,7	
32,5		Die Ankunft im Dorf Longtown.
	4,4	
36,9		Sie fahren über Cinque Hommes Creek.
	0,6	
37,5		Die Einfahrt in Perryville, Missouri.
	0,8	
38,3		Dolinen in City Park auf der linken Seite von Hwy. 61.
	0,7	
39,0		Die Kreuzung von Hwy. 51 und Hwy. 61. Auf Hwy. 61 geradeaus weiterfahren.
	1,7	
40,7		Rechts einbiegen und auf Route V östlich fahren.
	0,7	
41,4		Links einbiegen und auf dem Kiesweg nördlich fahren.
	0,9	
42,3		Rechts einbiegen und auf der Fahrbahn parken.

Aufenthalt 2: Moore Cave System (Berome Moore Section)

Missouri, der „Höhlenstaat“ genannt, hat mehr als 4 000 entdeckte Höhlen, und ungefähr 10% davon sind in Perry County. Es waren im Jahre 1952 nur drei (Weaver, 1980), 1978 waren es 437, und die gegenwärtige Gesamtzahl beträgt 531. Die vier längsten entdeckten Höhlen im Staat sind in Perry County, und ihre jetzigen Gesamtlängen überschreiten 119 km.

Das Moore Cave System, das zweitgrößte im Staat, unterliegt einem Gebiet, das sich nordöstlich von Perryville und südlich von Blue Springs befindet. Der südliche oder Tom Moore Teil (nach dem Ururgroßvater des jetzigen Besitzers Berome Moore genannt) ist seit ungefähr 100 Jahren schon bekannt. Er hat ungefähr 6,5 km von Gängen und wurde erst 1959 von organisierten Höhlenforschern betreten. Die Kartierung und die Erforschung wiesen auf eine Fortsetzung des Höhlensystems im Norden hin. Mit der Hilfe von Höhlenkarten hatten Arbeiter mehrere Dolinen gefunden, die unter Umständen der postulierten Höhle führen konnten. Am 29. Oktober 1961 wurde der Zutritt in die neue Höhle dadurch gesichert, daß man in der Sohle einer kleinen Doline grub. Der Berome Moore Teil beträgt jetzt ungefähr 22,5 km kartierter Gänge.

Gregory J. „Tex“ Yokum hat mehr als alle anderen zur Entdeckung des Berome Moore Teils beigetragen. Seit 20 Jahren erforscht Tex dieses Höhlensystem, kartiert es und unternimmt geographische Studien, die sich damit beschäftigen; zur Zeit pachtet er die Höhle, um sie zu schützen und die fortlaufende Forschung zu sichern.

Das Moore Cave System ist im Kalkstein und Dolomit der Joachim und Rock Levee Formationen entstanden, die beide aus dem Mittelordovizium stammen. Die Joachim Formation besteht in diesem Gebiet vorwiegend aus einem dolomitischen Kalkstein. Der obere Teil der Joachim Formation ist, mit der Ausnahme der dem oberen Kontakt entlang gelegenen Zone, wo eine dünne Hornsteinschicht vorkommt, hornsteinfrei. Lohfarbene bis grüne erdöhlhaltige Schluffstein-Zwischenschichten sind im oberen Teil der Einheit zu finden. Die Rock Levee Formation ist der Joachim Formation ziemlich ähnlich, besonders im unteren Teil. Im Felde ist es schwer, die zwei Einheiten voneinander zu unterscheiden. Die Hornsteinzone bildet dort, wo die zwei Formationen in Kontakt kommen, eine Leitschicht zur Feststellung der stratigraphischen Lage in der Höhle.

Die Joachim Formation sowohl als auch die Rock Levee Formation sind relativ nichtfossilführend. Mehrere Stromatolith-Zonen sind in der Höhle zu finden, und konzentrische kugelförmige Gefüge sind an manchen Stellen in der Gangdecke aufgedeckt. Es wird angenommen, daß sie die Sockel von Biohermen sind. Die lineare Einordnung dieser Gefüge deutet auf ihre Entwicklung in der Nähe einer Uferlinie hin.

In der Höhle wird die Auflösung offenbar von der Struktur und der Stratigraphie in Grenzen gehalten. Das ganze Höhlensystem hat sich in einer nördlich-südlichen Synklinale gebildet, die im Norden von einem Segment des Ste. Genevieve Verwerfungssystems abgegrenzt wird. Die östliche und die westliche Flanke fallen ziemlich steil gegen die Achse ein, während die südliche Flanke sanfter einfällt. Die primäre Höhlenentwicklung findet an der westlichen Flanke des Gefüges statt. Die Auflösung den Schichtungsflächen entlang scheint eher als die Auflösung entlang den Klüften vorzuherrschen. Manche Teile der Höhle weisen dort die Kluffkontrolle auf, wo schlängelnde Gänge ihre Richtung abrupt ändern. Wenn die Kluffbildung eine vorherrschendere Rolle gespielt hat, dann sind alle Spuren davon während der Modifikation durch vadose Grundwasser vernichtet worden. An einer Stelle hat die Auflösung einer kleinen Verwerfung entlang stattgefunden.

Vertikale Intrusivgänge aus Sandstein sind an mehreren Stellen zu finden. Die Intrusivgänge wurden wahrscheinlich vor der Höhlenentwicklung geformt, indem ein nichtzusammengedrückter oder ein halbzusammengedrückter St. Peter Sandstein durch eine tektonische Tätigkeit in Brüche eingespritzt wurde.

Die Höhle enthält offenbar keine residuale Lehmausfüllung. Eine lössartige Schlammausfüllung ist in unterschiedlichen Mengen zu finden, gewöhnlich in den höheren, trockenen Gängen. Die unteren Gänge enthalten wegen der ausspülenden Wirkung des Hochwassers wenig Schlamm.

Die Gangorientierung des Systems könnte als dendritisch-krummlinig bezeichnet werden. Alle Hauptgänge laufen ungefähr nördlich-südlich. In der Höhle kommen zwei Hauptstrecken der Auflösung vor. Das obere Niveau, das aus den Cat Track- (Katzenspuren) und Formation Passages (Gängen) besteht, liegt über dem Kontakt in der Rock Levee Formation. Main Stream (Hauptstrom) und Pit Passage im Berome Moore Teil und der ganze Tom Moore Teil liegen auf dem unteren Niveau und haben sich unter der Hornsteinzone in der Joachim Formation gebildet. Gypsum (Gips) Passage und Dry Mud (trockener Schlamm) Passage, die sich an der Kontakt- und Hornsteinzone entlang entwickelt haben, könnten auf ein mittleres Niveau hindeuten.

Kalzit-Tropfsteine kommen vorwiegend an der auftauchenden Seite der Gänge vor--an den westlichen und südlichen Seiten der Höhlenwände. Dies ist offenbar darum der Fall, weil Wasser den Schichtungsflächen entlang in die Richtung des Einfallens zur Höhle fließt. Die meisten der Kalzit-Tropfsteine sind massive Schutzdächer und Wandüberzüge aus Fließstein. Manche kleineren, zarteren Formen können in Teilen der Cat Track- und Formation Gänge gesehen werden. Der sekundäre Gips kommt in dem Gypsum Passage vor--auf der Sohle in der Form von Kristallen und an den Wänden und auf den Lagern als gebogene Extrusionen und Nadel. In dem Cat Track Passage erscheint er in der Form von zusammengesetzten Nadeln, die bis zu 7 cm lang sind, und nach dem Zerfall als sandiges Material.

Die langjährige Forschung von Tex Yokum weist darauf hin, daß das Moore System durch das Fließen des Wassers Schichtungsflächen entlang gebildet wurde, während der Wasserspiegel schwankte und meistens abstieg. Nach der ursprünglichen Entwicklung in der Sättigungszone hatte die Absenkung der Erosionsbasis vadose Verhältnisse zur Folge. Die Höhle wurde wahrscheinlich während und nach der Vergletscherung im Pleistozän geformt. Der Einschnitt des Mississippi River hielt die Entwicklung von Blue Spring und den Stand des örtlichen Wasserspiegels in Grenzen. Die vadose Entwicklung der Höhle kann nicht vor der pleistozänen Vergletscherung stattgefunden haben.

Kumulative
Meilenzahl Differenz

42,3		Den Parkplatz verlassen und links (südlich) in den Kiesweg einbiegen.
	1,0	
43,3		Links einbiegen und auf Route V östlich weiterfahren.
	2,0	
45,3		Links einbiegen und auf dem Kiesweg nördlich weiterfahren.

Aufenthalt 3: Blue Spring und Blue Spring Resurgence

Das Moore Cave System entwässert mehrere Quadratkilometer des Oberflächenkarsts. Die Spitzenströmungsangaben in der Höhle sind nicht aufgezeichnet worden, aber offenbar überschreiten sie nach einem starken Niederschlag 2,83 m³/s. Wasser dringt aus der Karstebene im Süden und im Westen in das Höhlensystem ein. Offenbar lenken die Dolinen direkt über der Höhle keine beträchtlichen Wassermengen in das System hinein; sie speisen wahrscheinlich ein anderes Höhlensystem, das östlich des Moore Cave Systems und tiefer liegt.

Das Karstwasser, das durch das Moore System fließt, tritt bei Blue Spring, Blue Spring Resurgence (Wiederaustritt) und möglicherweise auch bei anderen Wiederaustritten aus, die dem nördlichen Teil von Blue Spring Branch entlang liegen. Blue Spring ist perennierend, aber in den anderen Wiederaustritten fließt das Wasser nur nach starken Niederschlägen. Blue Spring Resurgence funktioniert während Überschwemmungen als natürliche Mühle, indem kantige Gesteinsfragmente zu abgerundeten, polierten Feldsteinen und Kies geschliffen werden.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
46,4		Geradeaus fahren, bis zur sicheren Wendestelle den Berg hinauffahren.
	0,2	
46,6		Den Wagen wenden und auf dem Kiesweg südlich fahren. Dieselbe Route nach Perryville zurückfahren.
	5,8	
52,4		Die Kreuzung von Hwy. 51 und Hwy. 61. Rechts einbiegen und auf Hwy. 51 westlich fahren.
	0,4	
52,8		Rechts einbiegen und auf North Street nördlich fahren.
	0,1	
52,9		Eine Doline links in der Joachim Formation. Die Höhle, die man durch die Sohle der Doline betritt, ist wegen Benzin-Verschmutzung gesperrt.
	0,3	
53,2		Rechts einbiegen und auf Poplar Street östlich fahren.
	0,1	
53,3		Links einbiegen und auf Grand Street nördlich fahren.
	0,3	
53,6		Rechts einbiegen und auf Bruce Street östlich fahren.
	0,1	
53,7		Links einbiegen und auf Drury Street nördlich fahren.
	0,1	
53,8		Das Haus links ist in einer großen, seichten Doline gebaut worden. Der Deich um das Haus hält Überflutungen ab, wenn sich nach einem Regen in der Doline ein Teich bildet.
53,8		Links einbiegen und auf Moulton Street westlich fahren.
	0,2	
54,0		Rechts einbiegen und auf Hwy. 51 nördlich fahren.
	0,5	
54,5		Links einbiegen und auf Edgemont Blvd. östlich fahren.
	0,3	
54,8		Rechts einbiegen und auf Big Spring Drive östlich fahren.
	0,6	
55,4		Große Doline links im St. Peter Sandstone und in der Everton Formation (?).
	0,2	

55,6		Große Doline; endet in einem Blindtal an der linken Straßenseite. Links einbiegen und auf Legion Circle südlich fahren.
	0,1	
55,7		Parken und die Dolinen und die Quelle im St. Peter Sandstone besichtigen.
	0,1	
55,8		Zu Big Spring Drive zurückfahren, rechts einbiegen; ostwärts weiterfahren.
	0,7	
56,5		Links einbiegen und auf Edgemont Blvd. nördlich fahren.
	0,4	
56,9		Links einbiegen und auf Hwy. 51 westlich fahren.
	0,8	
57,7		Über I-55 fahren. Auf Hwy. 51 geradeaus weiterfahren.
	7,3	
65,0		Rechts in Route J einbiegen.
	12,0	
77,0		Sie fahren über den Castor River.
	4,8	
81,8		Rechts in Hwy. 72 einbiegen und östlich fahren.
	1,8	
83,6		Die Kreuzung von Hwy. 72 und Route 00. Auf Hwy. 72 weiterfahren.
	0,2	
83,8		Die Einfahrt in Fredericktown, Missouri.
	1,6	
85,4		Über den Little St. Francis River fahren.
	0,6	
86,0		Über Hwy. 67 fahren. Auf Hwy. 72 weiterfahren.
	1,6	
87,6		Ein Straßeneinschnitt im präkambrischen Eruptivgestein. Sie fahren jetzt auf der südlichen Flanke der St. Francis Mountains.
	1,8	
89,4		Ein Straßeneinschnitt im Steinblock-Konglomerat. Das ist die Grundmasse des Lamotte Sandstone (oberkambrisch).
	0,3	
89,7		Ein Straßeneinschnitt im Lamotte Sandstone.
	5,9	
95,6		Über den St. Francis River fahren.
	5,0	
100,6		Über Stouts Creek fahren. Die Brücke führt über Stouts Creek Shut-ins. „Shut-ins“ sind Stellen, wo antezedente Bäche, die durch Sedimentgesteine einschneiden, mit begrabenen Eruptivgesteinen in Berührung kommen, die in bezug auf die Auswaschung bedeutend widerstandsfähiger sind. Schmale, steilseitige Einschnürungen in Talprofilen, die auf diese Weise entstanden sind, nennt man „shut-ins“.
	1,0	
101,6		Die Einfahrt in Arcadia, Missouri.
	2,4	
103,0		Links einbiegen und auf Hwy. 21 nördlich fahren.
	4,5	
107,5		Die Kreuzung von Hwy. 21 und Route W. Links in Hwy. 21 einbiegen.
	0,8	
108,3		Links einbiegen und auf Route RA westlich fahren.
	0,5	
108,8		Ein Steinbruch links im Graniteville Granite.
	0,4	
108,9		Rechts in Elephant Rocks State Park einbiegen und parken.

Aufenthalt 4: Elephant Rocks (Elefantengesteine)

Obwohl es sich hier nicht um einen Karst handelt, wird ein geklüfteter Granit, der die Einwirkungen der chemischen und

physikalischen Verwitterung zeigt, in Elephant Rocks State Park eindrucksvoll zur Schau gestellt. Der Grund, warum Elephant Rocks so genannt wird, wird klar, wenn man zwischen den riesigen, abgerundeten Steinblöcken den Pfad entlang wandert. Beachten Sie die unterschiedlichen Grade der Verwitterung von Böschungen beinahe geschlossenen Spalten entlang bis zur kugelförmigen Verwitterung der Elephant Rocks, die als residuale Steinblöcke auf weniger abgewittertem Granit liegen.

Der präkambrische Graniteville Granite kommt in diesem Gebiet in einer schmalen Zone vor. Sie wird östlich von einem vertikalen Kontakt mit präkambrischen Felsiten abgegrenzt und nordwestlich, westlich und südwestlich von der oberkambrischen Bonnetterre Formation überlappt. Mit der Ausbeutung der Steinbrüche hat man 1869 in dem Gebiet begonnen, und in ihrer hundertjährigen Geschichte ist der Granit für Denkmäler, als Pflaster- und Randstein, Betonaggregat und Steinschüttung als Erosionsschutz verwendet worden. Ein besonderes Merkmal des Parks ist der Braille Trail (Pfad für Blinde), so entworfen, daß Blinde durch das Betasten den Park genießen können, indem sie die mit Blindendruck versehenen Schilder lesen und das Gefüge, wie auch die Umrisse der Granit-„Elefanten“, wahrnehmen können.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
109,2		Elephant Rocks State Park verlassen; links einbiegen und auf Route RA ostwärts zurück zu Hwy. 21 fahren.
	0,6	
109,8		Links einbiegen und auf Hwy. 21 nördlich fahren.
	9,7	
119,5		Die Einfahrt im Dorf Caledonia.
	12,0	
131,5		Links einbiegen und auf Hwy. 8 nordwestlich fahren.
	1,4	
132,9		Rechts einbiegen und auf Hwy. 185 nördlich fahren.
	15,4	
148,3		Sie fahren über Indian Creek.
	12,7	
161,0		Sie fahren über den Meramec River.
	0,1	
161,1		Die Einfahrt in Meramec State Park. Rechts einbiegen; östlich zum Nachtquartier fahren. Am Abend Meramec Caverns besuchen.

Aufenthalt 5: Meramec Caverns

Dem französischen Bleibergmann Philippe Renault wurde im Jahre 1720 die jetzt Meramec Caverns genannte Höhle von Indianerführern gezeigt. Für die Indianer war die Höhle der heilige Wohnsitz ihres Gottes Ucapago. Sobald Renault die Höhle betrat und den Stoff, der den Boden des Eingangsraums bedeckte, probiert hatte, wurde seine Aufmerksamkeit auf den abbaubaren Bodenschatz Kalisalpeter (Ammoniumnitrat) gerichtet, der ein notwendiger Bestandteil in der Herstellung von Schießpulver war. Sie wurde Saltpetre Cave genannt, und die Ablagerungen wurden mit Unterbrechungen beginnend im 18. Jahrhundert bis ins frühe 19. Jahrhundert abgebaut (Weaver, 1980).

Vom Anfang des 19. Jahrhunderts bis 1933, als Meramec Caverns für die Öffentlichkeit zugänglich gemacht wurde, ist die Höhle für mehrere Zwecke gebraucht worden. Die Höhle wurde angeblich als Verbindung in der „Underground Railroad“ verwendet, und so hat man während des amerikanischen Bürgerkriegs Sklaven aus den südlichen Staaten bei der Flucht in die nördlichen Staaten geholfen. Nach der Sage gebrauchten der berühmte Geächtete Jesse James und Mitglieder der James-Younger Bande die Höhle als Versteck (Weaver und Johnson, 1977).

Lester B. Dill, der angesehene Höhlenentrepreneur, eröffnete Meramec Caverns im Jahre 1933, als „the Great Depression“ ihren Tiefpunkt erreicht hatte. Eine ungünstigere Zeit, mit einem kommerziellen Ausbau zu beginnen, hätte nicht gewählt werden können, aber Dills natürliche Werbungsbegehung überwand ungünstige wirtschaftliche Faktoren, und das Höhlenunternehmen hat die Schwierigkeiten der Zeit überstanden. Herr Dill ist im August 1980, nach 47 Jahren als Höhlenunternehmer, gestorben.

Bis 1941 glaubte man, daß die Höhle nur aus ungefähr 215 m von

Gängen bestand, aber J. Harlen Bretz und zwei Studenten entwässerten einen Siphon am „Ende“ der Höhle und entdeckten mehr als 3,2 km neuer Gänge (Bretz, 1956).

In den ersten Jahren parkten die Touristen, die Meramec Caverns besuchten, Kraftwagen in der Höhle. Jetzt ist der ursprüngliche Erdboden mit Fliesen ausgelegt worden, und die Eingangshalle ist groß genug für 3 000 Menschen. Tagungen, Festessen, Konzerte und andere Veranstaltungen finden in den geräumigen Sälen statt.

Auf der Höhlenführung geht man durch die Eingangshalle zum jetzt trockenen Siphon. Südlich des Siphons befinden sich schön ausgeschmückte obere Niveaus, die viele Arten von Tropfsteinen enthalten. Die „Stage Curtains“ (Bühnenvorhänge), ein 12 m hoher zusammengesetzter Tropfstein-Vorhang mit einem vom Sockel sich ausbreitenden Fließstein, und der „Wine Table“ (Weintisch), eine aus Tropfstein und einem Schelfstein aus subaquatischen Gewächsen, mit Stalagmiten darauf bestehende zusammengesetzte Form, gehören beide zu den Formationen, die in diesen oberen Niveaus zu finden sind. Anastomose, ein differentielles Auflösungsmerkmal phreatischen Ursprungs, wird in der Höhle und in vielen anderen Höhlen des Meramec Kessels wirkungsvoll zur Schau gestellt.

Der Stromgang, der vom Eingang nordöstlich streicht, hat mehrere Sinterdämme, die jenseits des Siphons im „Lava River“ (Lavafuß) sind. Geht man am „Lava River“ vorbei, so befindet man sich im Great Dome Room (Großen Kuppelraum), wo die Anastomose besonders gut zum Vorschein kommt. In manchen Höhlen sind die Kuppeln die Resultate von Deckeneinstürzen, aber in Meramec Caverns haben sie sich ausschließlich durch die Auflösung gebildet. Der letzte Teil des Stromganges, der auf der Führung gezeigt wird, ist der Jungle Room (Dschungelraum) Teil, dessen Name von den dichten, baumstammartigen Tropfsteinen herührt, welche die Kammer füllen.

Die nichtausgebaute Höhle, die nicht auf der Führung gezeigt wird, enthält interessante Erscheinungen, aber sie hat niedrige Decken und eine Ton-Ausfüllung. Mehrere Wandspalten, die durch die Rückabtragung von Wasserfällen entstanden sind, liegen ungefähr 250 m jenseits des Jungle Room. Die Ton-Ausfüllung ist in diesem Teil offenbar ziemlich dick.

Gerade innerhalb des Siphons führt ein Gang nordostwärts, den Höhlenstrom einem Ausgang durch La Jolla Spring (Quelle) zutragend, die nicht weit vom Höhleneingang austritt. Die Quellenschüttung beträgt etwa 0,08 m³/s.

Meramec Caverns hat sich im oberkambrischen Eminence Dolomit gebildet. Der Kontakt zwischen dem Eminence und dem überlagernden Gasconade Dolomite kommt auf dem Hügel über der Höhle vor. Die oberen Niveaus der Höhle mögen den Kontakt durchkreuzen. Keine Farbspuren haben den Höhlenstrom und die Quelle mit dem Einzugsgebiet verbunden, aber es schließt wahrscheinlich 5 bis 10 km² des über und westlich und nördlich der Höhle liegenden Geländes ein.

Tag 2: Von Meramec State Park bis Alley Spring, Missouri

Kumulative

Meilenzahl Differenz

0		Meramec State Park verlassen und rechts (nordwärts) in Hwy. 185 einbiegen.
3,4	3,4	Links einbiegen und auf I-44 westlich fahren. Die Autobahn durchkreuzt einen relativ flachen, nicht zerschnittenen Teil des Salem Plateaus, der zwischen dem Meramec River südlich und dem Bourbeuse River nördlich eine größere Wasserscheide bildet. Die Autobahn ist vorwiegend vom Dolomit und Sandstein der präordovizischen Roubidoux Formation unterlegen. An manchen Stellen überlagern pennsylvanische Auslieger und ausgefüllte Dolinen ungleichförmig die Roubidoux Formation.
12,3	8,9	Von I-44 die Ausfahrt zur Route H nehmen; links einbiegen und auf Route H südlich fahren.
19,8	7,5	Links einbiegen; zum Parkplatz der Onondaga Cave fahren.

Aufenthalt 6: Onondaga Cave

Onondaga Cave ist seit den Tagen der Pioniere bekannt. Es heißt, daß sie von Daniel Boone auf einem Abstecher den Meramec River stromaufwärts entdeckt wurde. Charlie Christopher und zwei Begleiter haben die Höhle zum ersten Mal im Jahre 1886 ausgekundschaftet, indem sie mit einem Boot durch den Niederwassergang fuhren, um eine Höhle zu entdecken, deren Ausmaß und Schönheit sie verblüffte.

Ungefähr zur selben Zeit wurde der „Höhlenonyx“ zum beliebten Bau- und Schmuckstein, und so wurden Pläne geschmiedet, die Formationen abzubauen, aber zum Glück scheiterte das Abbau-Unternehmen, und die Höhle wurde stattdessen im Jahre 1904 anlässlich der St. Louis World's Fair (Messe) für Führungen eröffnet.

Für die frühen Führungen wurden Boote verwendet, die nicht weit von dem in der Nähe der Quellenöffnung liegenden künstlichen Eingang starteten und bis zum Bootdock in die Höhle fuhren. Die Beförderung der Besucher hat viel Zeit in Anspruch genommen und führte manchmal zu flüchtigen Eintauchungen; gewöhnlich passierte das den Führern, die stehend die Boote mit Stangen trieben. Am Ende der neunzehnhundertvierziger Jahre wurde ein zweiter, besserer Eingang ausgebaut.

Vor 1950 gehörten die Grundstücke, worunter Onondaga Cave lag, mehreren Grundbesitzern. Als er erfuhr, daß ein beträchtlicher Teil der schönen Höhle unter seinem Grundstück lag, hat ein Grundbesitzer seinen eigenen Eingang in einen Höhlenteil gebaut, den er Missouri Caverns nannte. Das löste eine rechtliche und manchmal physische Schlacht aus, die jahrelang gefochten wurde. Zäune wurden in der Höhle errichtet, um den Besitzum aufzuteilen. Der Zaun mußte nach jeder neuen Ausmessung (und manchmal heimlich zwischen Ausmessungen) entfernt werden, weil die Besitzer hartnäckig waren. Der Eingang zu Missouri Caverns war den Besuchern am zugänglichsten. Der ursprüngliche Höhlenunternehmer behauptete, daß die Höhle nach dem „Recht des Besetzers“ ihm gehörte, da er sie ausgebaut und seit 17 Jahren Führungen veranstaltet hatte. Die Fehde wurde endlich (wenigstens gerichtlich) vom Missouri Supreme Court (Oberlandesgericht) geschlichtet; die „Besitzer“ haben den Prozeß verloren (Weaver und Johnson, 1973). Das ganze Höhlensystem wurde endlich von Lester B. Dill vereinigt, von dem schon als Besitzer und Ausbauer der Meramec Caverns berichtet worden ist.

Bretz (1956; S. 197-211) hat die Geologie und die Geographie der Onondaga Höhle sehr ausführlich besprochen und im Auftrag der Geological Society of America einen Ausflug zur Höhle geführt. Onondaga Cave hat sich im (oberkambrischen) Eminence Dolomite gebildet, einem reinen, mittel- bis dickgeschichteten grauen mittelkörnigen Dolomit. Diese Einheit enthält zahlreiche Höhlen in Meramec Valley und in anderen Gebieten im südlichen und südöstlichen Teil Missouris. Der Teil der Höhle, der phreatischen Ursprungs ist, besteht aus großen Kammern und manchen kleineren Räumen nahe des Höhlenendes. Der Teil der Höhle, der vom Strom eingenommen wird, ist vadosen Ursprungs, und der Strom hat die Lehmauffüllung ausgewaschen und auch seine eigenen Gänge durch den Felsuntergrund geschnitten. Der Strom durchkreuzt in den ersten hundert Metern der Höhle den größten oberen Gang.

Anastomose, eine differentielle Auflösungserscheinung, ist in der Umgebung des alten Bootdocks, der sich ungefähr 60 m vom Eingang befindet, äußerst wirksam zur Schau gestellt. Der alte Mühlendamm draußen verursacht eine Stauung, die sich weit über den Bootdock und die erste Stromkreuzung hinausdehnt; deswegen wird es so aussehen, als ob das Wasser ruhig wäre. Dennoch beträgt die durchschnittliche Strömung des Höhlenstroms (Lost River) ungefähr $0,04 \text{ m}^3/\text{s}$. In den nächsten 150 m kreuzt man Lost River (den Verlorenen Fluß) noch vier Mal. Der Pfad läuft mit dem Strom parallel zum Big Room (Großen Raum), der ungefähr 150 m lang und 25 bis 45 m breit ist, mit einer Decke, deren Höhe zwischen 12 und 25 m schwankt. Die Decke ist die ganze Höhle hindurch in hohem Maße auf dem gleichen Niveau. Abrupte Änderungen in der Höhe der Decke sind meistens von der Lehmauffüllung verursacht worden.

Im Big Room kommt der erste von vielen auffallenden Tropfsteinen in Sicht. Der Queen's Canopy (Thronhimmel der Königin), eine massive, etwa 18 m hohe Fließstein-Ablagerung, bedeckt das Nebengestein und den Lehm. Zu der Zeit, als der Onyx abgebaut werden sollte, wurde der Wert dieser Formation auf \$1 000 000 geschätzt. Lediglich ein kleiner Block der Formation wurde schließlich abgebaut; zum Glück fand das an einer abgelegenen Stelle statt.

Ungefähr 10 m vom Sockel des Queen's Canopy den Pfad hinauf und 45 m hinunter kommen zwei große Stalagmite, The Twins (Die Zwillinge),

vor. Diese gleichproportionierten Stalagmite stehen ungefähr 25 m von den Resten des Zaunes, der einst Missouri Caverns von Onondaga Cave trennte. In dieser Region, wie im größten Teil der Höhle, führt der Pfad über eine Lehmausfüllung hinweg. Andere Teile des Pfades überkreuzen Fließsteine, und an einzelnen Stellen führt der Pfad über den Felsuntergrund. Die letzte Stromkreuzung befindet sich etwa 90 m jenseits von The Twins.

Eine andere große Fließsteinmasse, der King's Canopy (Thronhimmel des Königs), hat sich an der Fels- und Lehmwand der Stromkreuzung gegenüber gebildet. Von nun an sind die Tropfsteine zarter geformt; sie bestehen vorwiegend aus Fließstein, das an Wänden, Säulen, Stalaktiten und Stalagmiten zu finden ist. Manche Säulen sind als Folge der Setzung und Absenkung des Lehms getrennt worden.

Die wahrscheinlich erinnerungswertesten Tropfsteine in der Höhle kommen im Lily Pad Room (Seerosenblattraum) vor, der höher und ungefähr 46 m hinter dem Queen's Canopy liegt. Der Raum ist zum Teil mit Wasser gefüllt. An und unter der Wasseroberfläche sind zahlreiche, unterschiedlich geformte, subaquatische Kalzitablagerungen zu sehen. Die Decke und die Wände des Raums sind mit Fließstein, Stalaktiten, Säulen und „Strohhalmen“ geschmückt. Der Raum, obwohl klein, ist außerordentlich schön. Eine kleinere Version des Lily Pad Raums liegt dicht daneben. Gerade jenseits und östlich des Lily Pad Room befindet sich der Submarine Room (Unterwasserraum), der viel Wasser und zahlreiche subaquatische Kalzitablagerungen enthält. Etwa 25 m jenseits des Raums findet man den zweiten natürlichen Eingang zur Höhle. Vor Jahren wurden Pläne geschmiedet, den Submarine Room zu entwässern, den kleinen, nassen, natürlichen, zum Ausgang führenden Gang zu vergrößern und ihn als Führungsausgang zu benutzen. Diese Pläne wurden nicht ausgeführt, und so verläßt man die Höhle nach der kommerziellen Führung durch den Eingang.

Bretz (1942; 1956) hielt Onondaga für ein Musterbeispiel der Höhlenentwicklung durch die zufällige Auflösung in der phreatischen Zone, worauf eine Episode der Lehm-Ausfüllung durch Einebnung folgte, dann die Hebung und Modifikation der phreatischen Erscheinungen durch Ströme, deren Wasseroberflächen unter dem atmosphärischen Druck standen, in der vadosen Zone. Reams (1968) war davon nicht überzeugt; seine Hypothese begründete eine gleichzeitige Entwicklung der Onondaga Cave mit dem Einschnitt des Meramec River Valley und nicht eine dem Einschnitt vorausgehende Entwicklung.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
19,8		Zurück zur Route H fahren.
	0,2	
20,0		Rechts die Kreuzung mit einer Kreisstraße (county road). Rechts einbiegen und südöstlich fahren.
	0,5	
20,5		Sie fahren über den Meramec River. Die Brücke ist schmal!
	1,8	
22,3		Eine Kreuzung. Geradeaus weiterfahren.
	1,4	
23,7		Sie fahren in das Überschwemmungsgebiet von Huzzah Creek ein. Mehrere Höhlen liegen 1 bis 1-1/2 km stromaufwärts an Courtois Creek. Beachten Sie den gespitzten Charakter des Felsuntergrunds (Eminence Dolomite; oberkambrisch) am Prallufer entlang.
24,1		Über Huzzah Creek fahren. Geradeaus weiterfahren. Der Kiesweg führt zur Straße mit einer harten Oberfläche, Route E.
	5,7	
29,8		Die Kreuzung von Route E und Hwy. 8. Rechts einbiegen und auf Hwy. 8 westlich fahren.
	4,6	
34,4		Die Einfahrt in Steelville, Missouri.
	0,9	
35,3		Die Kreuzung von Hwy. 8 und Hwy. 19. Rechts einbiegen und durch Steelville fahren.
	0,7	
36,0		Die Kreuzung von Hwy. 19 und Hwy. 8. Rechts einbiegen und auf Hwy. 8 westwärts fahren.

45,1	9,1	Sie fahren über den Meramec River.
	1,1	
46,2		Die Einfahrt zu Maramec Spring Park. Rechts einbiegen und in den Park hineinfahren.

Aufenthalt 7: Maramec Spring

Maramec Spring erhebt sich in einem runden Kessel am Fuß einer Abbruchwand des Gasconade Dolomite. Eine am Boden des 5,2 m tiefen Quellentümpels liegende phreatische Höhle lenkt das Wasser in die Richtung der Quelle. Nach der Quellschüttung steht die Quelle in Missouri an fünfter Stelle. Die Quellschüttung beträgt im Durchschnitt über $4,07 \text{ m}^3/\text{s}$. Die niedrigste Quellschüttung, $1,58 \text{ m}^3/\text{s}$, wurde am 1. August 1934 aufgezeichnet und die höchste, $18,4 \text{ m}^3/\text{s}$, in den Jahren 1927 und 1928.

Doll (1935) postulierte, daß das Einzugsgebiet der Quelle südlich und südwestlich in der Entwässerung von Dry Fork und Norman Creek liegt. Williams und Martin (1963, unveröffentlichtes Manuskript) haben ein mutmaßliches Einzugsgebiet umrissen, indem sie Wasserspiegel-Vermessungen von Hausbrunnen verwendeten. Dieses Einzugsgebiet, das bei Vineyard und Feder (1974; S. 156) abgebildet ist, beträgt etwa 39 km^2 . Wenn dies das gesamte Einzugsgebiet wäre, dann würden ungefähr 305 Wasserscheiden-Zentimeter Speisung erforderlich sein, um die Wassermenge zu liefern, die aus der Quelle fließt. Es ist höchst wahrscheinlich, daß das Einzugsgebiet sich eher auf ungefähr 390 km^2 ausdehnt. Die vor kurzem von Dean (1979; persönliche Mitteilung) eingesetzten Farbtracer zeigen, daß die obere Little Dry Fork (Kleine Trockene Gabelung) in der Nähe von Rolla, Missouri auch Speisung liefert; so umfaßt das Einzugsgebiet wahrscheinlich den größten Anteil an der Entwässerung aus Little Dry Fork, Dry Fork und Norman Creek. Normalerweise führen diese Ströme nur nach stärkeren Platzregen Wasser. Obgleich das Gebiet durch einen Oberflächenkarst gekennzeichnet ist, verschaffen die Grundwasser spendenden Flüsse und die durchlässige, verwitterte Roubidoux Formation, die im größten Teil des Gebiets an der Erdoberfläche ist, dem oberirdischen Wasser einen unterirdischen Zugang.

Im Jahre 1969 betraten Taucher der St. Louis Underwater Recovery Team (Unterwasser Gewinnungs-Mannschaft) die phreatische Leitung, die Maramec Spring speist, indem sie in sich geschlossene Unterwasser-Atemgeräte gebrauchten. Die Öffnung, die ungefähr 1,2 m hoch und 3,0 m breit ist, streicht südwestwärts unter die Abbruchwand, die hinter der Quelle liegt. Die Taucher konnten die Öffnung nur dann passieren, als die Strömung schwach war. Bei normaler Strömung beträgt die Fließgeschwindigkeit durch die Öffnung ungefähr $1,5 \text{ m/s}$. Sogar während schwacher Strömungszeiten müssen Taucher sich durchziehen, indem sie die Auswüchse an den Wänden als Handgriffe benutzen. Innerhalb des Rohrs vergrößert sich die phreatische Höhle zu einer großen Kammer, und die Fließgeschwindigkeit nimmt merklich ab. Durch weiteres Tauchen haben Roger Miller und Frank Pogarty die kartierte Länge des Rohrs auf 530 m und die maximale Tiefe auf 60 m erweitert. Am Ende des erforschten Teils des Rohrs führte der 12 m breite und 5 m hohe Gang weiter.

dadurch, daß sie eine Eisenschmelzhütte mit Wasserkraft belieferte, hat Maramec Spring in der frühen Geschichte von Missouri eine wichtige Rolle gespielt. Thomas James, ein Eisenhändler aus Ohio, fing 1826 an, die Maramec Iron Works zu bauen; zwanzig Jahre lang war er der größte (und manchmal der einzige) Eisenlieferant im neugegründeten Staat. Nahegelegene Sedimentablagerungen von Hämatit und Limonit wurden (aus ausgefüllten Dolinen) abgebaut. Das Holz für die Holzkohle für das Holzkohle-Eisen-Verfahren wurde aus dem Gelände des Maramec Iron Works zerstückelt und zu Holzkohle gebrannt. Technologische Fortschritte und neue Eisenerzfunde an anderen Orten hatten zur Folge, daß das Holzkohle-Eisen-Verfahren überholt und unrentabel wurde, und so wurde Maramec Works 1876 stillgelegt.

Der Park wird heutzutage von der James Foundation von New York als öffentlicher Park, der im Privatbesitz liegt, betrieben. Obwohl die unterschlächtigen Wasserräder längst nicht mehr da sind und die riesigen Aufwerfhammer nicht mehr donnern, dient die Stätte trotzdem als Erinnerung an eine wichtige Episode aus der Geschichte von Missouri. Teile des Eisenwerks, unter denen der Schmelzofen, Aufwerfhammer und der Damm über die Quellenabzweigung, sind noch da. Ein Museum, das in der Nähe der Quelle steht, enthält Kunsterzeugnisse aus der Umgebung, Denkwürdigkeiten der James Familie und eine ausgeklügel-

tes funktionierendes Modell, das die Anlage des Eisenwerks und das Schmelzverfahren anschaulich macht. Die Forellen, die in der Quelle gezüchtet werden, sind für Angler eine Herausforderung und eine Entspannung zugleich.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
46,2		Zur Park-Einfahrt zurückfahren.
	0,7	
46,9		Rechts einbiegen und auf Hwy. 8 westlich fahren.
	2,6	
49,5		Die Kreuzung von Hwy. 8 und Hwy. 68. Links einbiegen und auf Hwy. 68 südlich fahren.
	22,6	
72,1		Die Kreuzung von Hwy. 68 und Hwy. 19. Rechts einbiegen und auf Hwy. 19 südlich fahren.
	0,3	
72,4		Die Einfahrt in Salem, Missouri
	1,3	
73,7		Die Kreuzung von Hwy. 19, Hwy. 32 und Hwy. 72. Auf Hwy. 19 südlich weiterfahren.
	27,9	
101,6		Ein Straßeneinschnitt im Gasconade Dolomite.
	1,0	
102,6		Sie fahren über Sinkin Creek. Der naheliegende Straßeneinschnitt ist im Gasconade Dolomite und weist eine starke Auflösungsstätigkeit auf.
	1,3	
103,9		Sie fahren über Current River (Strömungsfluß), die Hauptwasserscheide im südöstlichen Missouri.
	0,3	
104,2		Sie fahren über Spring Valley Creek (Quellentäl Bach).
	0,1	
104,3		Die Einfahrt in Round Spring Recreational Area (Entspannungsgebiet). Links einbiegen und zum Parkplatz fahren.

Aufenthalt 8: Round Spring und Round Spring Caverns

Der Mittelwert der jährlichen Quellschüttung von Round Spring (Runde Quelle), eine von mehreren größeren Quellen, die den Current River speisen, liegt bei ungefähr $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$. So steht Round Spring der Größe nach unter den Quellen Missouris an 14. Stelle. Die Quelle erhebt sich aus einer mit Trümmern verstopften phreatischen Öffnung im Eminence Dolomite, die sich bildete, als der Einsturz der Höhlendecke einen beinahe runden Quellentümpel hinterließ. Ein Teil der Decke ist stehengeblieben und bildet eine Brücke zwischen dem Quellentümpel und dem Quellenausfluß. Die Quelle ist subaquatisch bis zu einer maximalen penetrierbaren Tiefe von ungefähr 17 m im phreatischen Rohr kartiert worden.

Angaben über die tägliche Strömung wurden vom Oktober 1928 bis zum September 1939 und seit 1965 ununterbrochen gesammelt. Die maximale und die minimale aufgezeichnete Strömung betragen $15 \text{ m}^3/\text{s}$ (am 19. Mai 1933) und $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ (vom 10. bis zum 12. Dezember 1937) (Vineyard und Feder, 1974; S. 109).

Beckman und Hinchey (1944; S. 116) verzeichneten Standes- und Quellschüttungs-Änderungen, die nicht durch die Änderungen in der Niederschlagsmenge erklärt werden konnten. Diese Änderungen könnten durch Schwankungen im Luftdruck verursacht werden.

Über die Lokalisierung des Round Spring Speisungsgebiets werden immer noch Mutmaßungen angestellt. Beckman und Hinchey (1944; S. 116) glauben, daß das Einzugsgebiet südwestlich der Quelle in der Spring Valley Wasserscheide liegt. Ein Farbtracer, der von Aley (1976a; S. 79-80 und 1976b; S. 54-56) eingesetzt wurde, weist darauf hin, daß nur eine geringe Menge der Speisung durch die südwestlich gelegene Spring Valley Wasserscheide geliefert wird. Aley glaubt, daß das Einzugsgebiet östlich von Round Spring und vom Current River liegen mag. Farbtracer haben das noch nicht bestätigt. Wenn das stimmt, dann fließt das Wasser unter Current River, um bei Round Spring abzufließen.

Taucher haben im Auftrag des National Park Service ausführliche

subaquatische Erforschungen von Round Spring unternommen (Carrell, et al., 1980). Die Erforschungen, die ein Teil des National Reservoir Inundation Study (Untersuchung der Überschwemmungen von nationalen Staubecken) bilden, sind so entworfen, damit man die Einwirkung von Süßwasserüberschwemmungen auf archäologische Materialien messen kann. Oberirdische und subaquatische Kartierungen wiesen auf eine versenkete archäologische Fundstätte hin, die 3 m unter Wasser, unter der natürlichen Brücke, in einer Grotte lag. Ausgewählte Kunsterzeugnisse wurden von der Stätte eingesammelt, und ein Farbmagnetbildband wurde von den Kunsterzeugnissen, der Kartierung und der Ausgrabung aufgenommen. Die Tatsache, daß die archäologische Stätte unter Wasser liegt, bedeutet, daß eine relativ langwährende hydrologische Änderung wenigstens ein Mal stattfand. Eine solche Änderung könnte einer größeren klimatischen Änderung oder einem größeren Einsturz zugeschrieben werden, welches das Rohrsystem absperrte oder einschränkte, das die Quelle speiste.

Die nahegelegenen Round Spring Caverns mögen Teil eines beerbten Rohrsystems sein, das eine frühere „Round Spring“ speiste. Ihre durch die Auflösung entstandenen Erscheinungen zeugen von einer Episode der Höhlenentwicklung unter phreatischen Bedingungen, worauf eine Episode der Sediment-Ausfüllung und der Modifikation durch Ströme, deren Wasseroberflächen unter dem Luftdruck standen, im gegenwärtigen Erosionszyklus folgten.

Round Spring Cavern

Round Spring Cavern, die viele Jahre lang im privaten Besitz und zur öffentlichen Besichtigung eröffnet war, ist jetzt Teil der Ozark National Scenic Riverways (Nationale landschaftlich schöne Flußstrecken der Ozarks), die vom National Park Service (Nationalen Parkdienst) verwaltet werden. Von Rangers (Förstern) geleitete Führungen können nach Vereinbarung mit dem ONSR-Personal organisiert werden.

Round Spring Cavern ist ein stark zerschnittenes Gebiet des Salem Plateaus, wo massiv geschichtete kambro-ordovizische Dolomiten durch Ströme tief ausgewaschen worden und durch die Grundwasser-Auflösung extensiv modifiziert worden sind. Dem Hauptfluß, Current River, und seinen größeren Zubringerflüssen entlang befinden sich viele Höhlen und Quellen. Round Spring Cavern ist von diesen nicht die größte, aber sie ist durch die sekundäre Mineralisierung in hohem Grad dekoriert, und sie weist Erscheinungen auf, die für Höhlen in diesem Gebiet typisch sind.

Die Höhlenentwicklung verbindet die kambrische Eminence Formation mit der ordovizischen Gasconade Formation, indem sie durch den Gunter Sandstone, das Basalglied der Gasconade, gebrochen ist. Die unteren Gänge der Höhle sind in der Eminence Formation, die Decken werden in manchen Teilen von der Gunter Formation gebildet, und obere Niveaus von Round Spring Cavern befinden sich in der Gasconade Formation.

Der Eingang befindet sich in einem Spring Valley Creek entlang gelegenen Steillufer, etwa 20 m über dem Bach. Er führt in einen engen Gang, der sich 125 m windet und den Hauptgang der Höhle ungefähr in der Mitte von dessen Länge durchschneidet. Dieser kleine Gang ist dem umfangreichen Hauptstammgang antezedent, und er muß durch die Stromentwässerung gebildet worden sein, als eine Senkung des Wasserspiegels die Höhle in der ungesättigten Zone hinterließ.

Die Höhle enthält zwei Ströme: Einer entwässert den nördlichen Arm, der andere den südlichen. Aber diese Ströme sind nur Entwässerungen für das vadose Wasser, das durch die Höhlengänge eingefangen wird; sie sind nicht mit ausgedehnten Karstentwässerungen verbunden, und Überschwemmungen verursachen in der Höhle keine Probleme mehr, obwohl ausgedehnte klastische Sedimente von früheren Überschwemmungen und von einer früheren Ausfüllung und Erosion zeugen.

Der Pfad durch den südlichen (linken) Arm der Höhle führt stromaufwärts durch einen umfangreichen, hochgewölbten Gang, der durch die Stromerosion, die sekundäre Mineralisierung und den Zerfall stark modifiziert worden ist. Es sind hier Musterbeispiele von mäandrischen im Nebengestein, Strombettablagerungen und sehr verschiedenen Arten von Tropfsteinen zu sehen. Eine große Kammer, wegen der massiven, von der Decke hängenden Draperien die Tobacco Barn (Tabakscheune) genannt, enthält einen Wald von Fließsteinablagerungen. Im Höhlenstrom gibt es auch ausgedehnte Randsinter, die Becken gebildet haben, worin der Ozark Blind Cave Salamander (Ozarker blinde Höhlensalamander) *Eurycea lucifuga*, oft erblickt wird.

Die massiven Kalziumkarbonat-Tropfsteine in diesem Teil der Höhle haben Helictit- oder Aulopholit-Überwachungen. An manchen Stellen

haben sich die Helictite so dick und dicht entwickelt, daß man sie „Mineralmoos“ genannt hat (Bretz, 1956; S. 239). Auch hat Bretz die ausgedehnten Aulopholit-Überwachungen in der Tobacco Barn als „drei-Wochen Bart“ bezeichnet.

Der untere Pfad im südlichen Arm führt unter und durch eine Zone, wo das Wasser Deckenzapfen aus dem anstehenden Dolomit-Deckengestein modelliert hat. Diese zeugen von einem Stadium der Stromerosion, worin die Kies-Ausfüllung die rauschende Strömung gegen die Decke zwang, wo ihre erodierende Kraft die Deckenzapfen erzeugte.

Der dem südlichen Arm nahegelegene Wasserfall stürzt den aus einem nichterforschten Ursprung im Gasconade Dolomite fließenden Strom über eine 1,3 m dicke Sandsteinschicht, die das basale Gunter Member des Gasconade bildet. Gerade jenseits des Wasserfalls endet der südliche Arm in einem massiven Schuttkegel, der den Stammgang abschneidet. Der Zerfall wurde anscheinend durch das Talabteufen auf der Erdoberfläche verursacht, als es sich dem älteren Höhlengang näherte.

Wenn man zur Eingangspassage zurückkommt, dann führt der nördliche Arm durch einen umfangreichen, aber weniger geschmückten Gang, der zuerst nord-nordwestlich, dann gerade östlich führt, und zwar auf eine Doppelendung zu, gegen Schuttstöpsel, die durch den Zerfall entstanden sind, der durch den Einschnitt eines oberirdischen Stroms verursacht wurde. Hier, wie im südlichen Arm, ist das ursprüngliche phreatische (?) Stamm-Flußbett weitgehend durch Ströme in der vadösen Zone modifiziert worden. Die Detritus-Ausfüllung ist an den Höhlenwänden entlang aufgedeckt und zeugt von wiederholten Folgen der Ausfüllung und der Entfernung der Ausfüllung durch einen Strom oder Ströme, von denen die jetzt noch bestehenden ein bedeutend geringeres Volumen haben.

Die Reaktionen der Höhlenausfüllung--an manchen Stellen Lehm, an anderen Sand und Kies--schließen die der Entwässerung folgende Verdichtung ein, wie auch das Verwerfen und das Einsacken in kleinem Rahmen und den auf die Erosionsunterhöhlung folgenden Einsturz. Das Verwerfen ist dort besonders interessant, wo Miniatur-Landstufen mit Gleitflächen an mehreren Stellen im nördlichen Arm aufgedeckt sind. Die Verdichtung der Ausfüllung unter massiven Tropfsteinablagerungen hat den Kalzit zerklüftet und so Lücken in Säulen hinterlassen, die einst von der Sohle bis zur Decke reichten.

Round Spring Cavern bietet mehreren Arten von Organismen, die sich dem Leben in der Höhle angepaßt haben, einen Aufenthaltsort; außerdem ist Round Spring Cavern auch eine paläontologische Fundstätte. „Bärenbetten“ und Bärenknochen zeugen von einer früheren Zeit, als Bären im Ozark-Gebiet einheimische Tiere waren und in den Höhlen überwinterten. In Bat Cave (Fledermaus Höhle), die stromaufwärts am Current River, in einer Round Spring Cavern ähnlichen Umgebung liegt, hat man ein Bärengerippe gefunden, mit einer zwischen den Rückenwirbeln eingebetteten Pfeilspitze aus Flintstein (Hornstein). Archäologische Angaben deuten auf ein Alter von 1600 Jahren hin.

Round Spring Cavern ist heutzutage ein Überbleibsel eines einst größeren Systems, das jetzt durch die Eindringung aggressiver oberirdischer Ströme noch weiter verkleinert wird, was ihren Zerfall verursacht. Es ist nicht klar, wo die Höhle sich zuerst bildete, oder wo das Wasser, das sie führte, zur Erdoberfläche aufkam, als es als Druckgerinne floß. Das Wasser trat wahrscheinlich in einer vorher bestehenden Quelle aus, die viel älter war als die benachbarte Round Spring und die schon vor langer Zeit durch das Talabteufen des Current River zerstört wurde. Es bestehen keine Beweise dafür, daß Round Spring Cavern mit dem Karstsystem verbunden ist, das Round Spring speist. Dieses System muß viel jünger sein, viel tiefer liegen und auf bedeutend andere Zustände reagieren als diejenigen, denen Round Spring Cavern ihre Entstehung verdankt.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
104,3		Zurück zur Einfahrt von Round Spring Recreation Area fahren.
	1,2	
105,5		Links einbiegen und auf Hwy. 19 südlich fahren.
	11,0	
116,5		Sie fahren ins Jacks Fork River Tal hinab. Es sind Straßeneinschnitte im Gasconade Dolomite in der Nähe der Bergspitze und in der Nähe des Fußes vom Eminence Dolomite.
	1,1	

117,6		Sie fahren über den Jacks Fork River.
	0,1	
117,7		Die Einfahrt in Eminence, Missouri.
	0,2	
117,9		Die Kreuzung von Hwy. 19 und Hwy. 106. Rechts einbiegen und auf Hwy. 106 westlich fahren.
	5,6	
123,5		Sie fahren über den Jacks Fork River.
	0,2	
123,7		Rechts einbiegen in die Einfahrt zum Alley Spring Recreational Area und zum Parkplatz fahren.

Aufenthalt 9: Alley Spring

Eine in einem steilwandigen Tal gelegene Mühle ziert die Aufhebung von Alley Spring. Die Quelle fließt aus einem phreatischen Höhlengang, der sich im Eminence Dolomite gebildet hat. Taucher vom St. Louis Underwater Recovery Team haben die Quelle im April 1960 erforscht (Dr. R. W. Shelby; schriftliche Mitteilung) und stellten fest, daß der tiefste Teil des Quellenbeckens 9,8 m tief ist. Taucher konnten innerhalb einer 45 m langen horizontalen Strecke bis zu einer Tiefe von 30 m in die phreatische Höhle durchdringen. Das Rohr war dort 4,5 m breit und 3 m hoch, wo die Höhle und der Quellenbecken in Berührung kommen. Eine nicht abgemessene Schicht aus abgenutztem Hornsteinkies bedeckt die Sohle der Höhle.

Quellschüttungsangaben für die Jahre 1928 bis 1939 und 1965 bis zur Gegenwart liegen vor. Der Mittelwert der jährlichen Quellschüttung liegt bei ungefähr $3,8 \text{ m}^3/\text{s}$; demzufolge nimmt die Quelle unter den größten Quellen in Missouri die siebte Stelle ein (Missouri Geological Survey and Water Resources, 1967; S. 167). Der maximale und der minimale aufgezeichnete Strömungswert betragen $78 \text{ m}^3/\text{s}$ (22. April 1974) und $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (15.-18. Oktober 1934). Vor 1974, als der Höchstströmungswert von $78 \text{ m}^3/\text{s}$ registriert wurde, betrug die maximale aufgezeichnete Quellschüttung $30 \text{ m}^3/\text{s}$; den Wert ergab die Messung, die am 11. März 1935 unternommen wurde. Diese Quellschüttung ist der höchste maximale Schüttungswert, der jemals für eine Quelle in Missouri aufgezeichnet worden ist.

Zwei Farbtrassierungen von Aley (1976 a; S. 75 und 1976b; S. 29) zeigen, daß das Einzugsgebiet von Alley Spring westlich der Quelle und nördlich vom Jacks Fork River liegt. Ein beträchtlicher Teil des in der Nähe von Summersville, Missouri gelegenen Einzugsgebiets wird durch Grundwasser spendende Flüsse und einen intensiven Oberflächenkarst gekennzeichnet.

Der Abfluß aus Alley Spring zeigt schnell die Einwirkung von Niederschlägen auf eine Eigenschaft, die viele Ozark-Quellen mit ihr teilen. Aley (1976a; S. 75-76) hat Wasser von einer ungefähr 4 km nordöstlich von Summersville gelegenen, vorübergehend einen Teich enthaltenden Doline bis Alley Spring trassiert. Nach weniger als acht Tagen erschien der Farbtracer im 17,6 km entfernten Alley Spring, was auf eine Fließgeschwindigkeit von mehr als 91 m/h wies.

Eine andere Farbtrassierung von Aley (1976b; S. 29-35) ergab den Beweis dafür, daß eine hydrologische Wechselwirkung zwischen größeren Quellen stattfand, deren Anstiege mehrere Kilometer voneinander entfernt waren. Der Farbstoff, der in einen 3,2 km westlich von Summersville gelegenen, Grundwasser spendenden Fluß eingegossen wurde, tauchte 23 km weiter bei Alley Spring auf. Farbspuren wurden auch bei am Jacks Fork River gelegenen Blue Spring, ungefähr 14,5 km südöstlich der Einspeisungsstelle, wiedergewonnen. Die abgeschätzte Fließzeit betrug nach Blue Spring ungefähr 13 Tage und nach Alley Spring 15 Tage. Der Mittelwert der geradlinigen Tracergeschwindigkeit lag für Blue Spring bei 78 m/h und für Alley Spring bei 69 m/h. Eine hydrologische Wechselwirkung findet zwischen größeren Ozark-Quellen selten statt. Vandike (1979) hat zweimal Farbtracer in den Kessel des North Fork River eingesetzt, wonach Farbspuren von einem einzigen Trassieren durch zwei weit voneinander entfernten Quellen ausflossen. Aley (1976b) glaubt, daß die Wechselwirkung dadurch verursacht wird, daß die Speisung die unterirdische Rohrkapazität überschreitet, was zur Folge hat, daß das überschüssige Wasser durch ein anderes Strömungssystem in eine andere Quelle abgeleitet wird. Quinlan und Rowe (1977) sind beim Farbtrassieren in einem im zentralen Kentucky Karst gelegenen Abzweigungshöhlsystem zu ähnlichen Ergebnissen gelangt.

Alley Spring hat einmal 12 Stunden lang aufgehört zu fließen (Bridge, 1930). Der Wasserspiegel im Quellentümpel sank schnell und

fiel bis auf 1,5 m unter den normalen Tümpelwasserspiegel. Nach ungefähr 12 Stunden stieg der Wasserspiegel, und die Strömung setzte wieder ein; mehrere Tage lang war die Quelle sehr trübe. Es hieß, daß die Bildung einer großen Hochlanddoline ungefähr zur selben Zeit etwa 24 km nordwestlich der Quelle die vorübergehende Absperrung des Quellenflußkanals verursacht hatte.

Tag 3: Von Alley Spring, Missouri bis Blanchard Spring Caverns, Arkansas

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
0		Den Parkplatz von Alley Spring verlassen und links einbiegen. Auf Hwy. 106 östlich fahren.
5,6	5,6	Die Kreuzung von Hwy. 106 und Hwy. 19. Rechts einbiegen und auf Hwy. 19 südlich fahren.
16,4	10,8	Die Einfahrt in Winona, Missouri. Rechts einbiegen und an der Kreuzung von Hwy. 19 und Hwy. 60 (auf Hwy. 60) westlich fahren.
18,5	2,1	Die Kreuzung von Hwy. 19 und Hwy. 60. Links einbiegen und auf Hwy. 19 südlich fahren.
35,7	17,2	Sie fahren über den Eleven Point River.
36,4	0,7	Rechts in den Parkplatz von Greer Spring einbiegen. Diese Quelle ist Privatbesitz. Bitte lesen Sie und beachten Sie die Vorschriften für Besucher.

Aufenthalt 10: Greer Spring, Missouri

Greer Spring, die drittgrößte Quelle in den Missouri-Arkansas Ozarks, entspringt zwei Ausflüssen in dem unteren Gasconade Dolomite. Die Quellenabzweigung, unter den Quellenabzweigungen aller größeren Quellen im Ozark-Gebiet die längste, hat eine Länge von beinahe 2,4 km. Die meisten größeren Quellen in den Ozarks steigen angrenzend an größere Bäche oder Flüsse an, aber Greer Spring ist mehr als 1,6 km vom Eleven Point River entfernt und liegt ungefähr 9 m höher als der Fluß. Die oberirdische Wasserscheide der Quellenabzweigung beträgt etwas weniger als 8 km², ist steilwandig und benachbarten Tälern ziemlich ähnlich. Eine alluviale Überschwemmungsebene gibt es nicht. Aley (1975) glaubt aufgrund seiner Untersuchung der Geomorphologie der Quellenabzweigung und der Konfiguration des Einzugsgebiets, daß Greer Spring eine relativ neue Landschaftserscheinung ist.

Die zwei Erhebungen von Greer Spring sind ungefähr 90 m voneinander entfernt, und die höhere liegt etwa 4,5 m höher. Die obere Öffnung ist eine Höhle im Dolomit, die etwa 100 m jenseits eines Wasserfalls und eines Einsturzbeckens, bis in einen niedrigen Gang, wo der Wasserspiegel und die Decke sich an einem Siphon berühren, erforschbar ist. Die untere Erhebung ist eine nachhaltige Kochquelle aus einem vollkommen mit Wasser gefüllten Rohr, das unter beträchtlichem hydrostatischem Druck liegt. Während Zeiten geringer Strömung nimmt das Kochen soviel ab, daß die Wasseroberfläche ziemlich ruhig ist. Höchstströmungsperioden erzeugen eine gehäufte Kochquelle, die 0,7 bis 1,0 m hoch ist. Strömungswerte für die Quelle sind seit 1929 gesammelt worden. Die höchste Strömung wurde am 26. Mai 1927 aufgezeichnet, und sie betrug 25,5 m³/s. Die niedrigste Strömung wurde am 16. November 1956 aufgezeichnet; sie betrug 2,9 m³/s. Der durchschnittliche Strömungswert für mehr als 50 Jahre liegt bei ungefähr 8,2 m³/s.

Mehrere Autoren, besonders Doll (1938) und Beckman und Hinchey (1944) versuchten, das Einzugsgebiet von Greer Spring zu entwerfen. Aley (1975) hat die erste erfolgreiche Farbrassierung zur Quelle unternommen. Farbrassierungen von Aley (1975) und Tryon (1978; schriftliche Mitteilung) weisen darauf hin, daß das Einzugsgebiet westlich und nördlich von Greer Spring in den Wasserscheiden von dem oberen Eleven Point River und dem Spring Creek liegt. Das Einzugsgebiet hat offensichtlich eine ungleichmäßige Form; es ist lang und schmal. Grundwasser spendende Flüsse, die bis zu 56 km westlich von Greer Spring liegen, wie Willow Springs, Missouri, speisen die Quelle. Während Zeiten niedriger Strömung, wenn das Kochen an Kraft

verliert, haben Taucher bis zu einer Tiefe von mehr als 30 m in die untere Erhebung durchdringen können (Vineyard, 1974). Es sind keine Versuche gemacht worden, in den im oberen Abfluß gelegenen Siphon zu tauchen.

Greer Spring wurde nach Captain John Greer genannt, der vor mehr als 100 Jahren das Quellenwasser als Energiequelle ausnützte, indem er es eine Mühle treiben ließ. Eine unebene und steile Straße führte zur ersten Mühle, die an der Quellenabzweigung gebaut wurde; Teile dieser Straße bilden jetzt den Pfad von der Mühle zur Quelle. Ein Ochsengepann war so dressiert worden, daß es ohne Treiber die Straße auf und absteuern konnte. Man mußte Ochsen, die stärker und ruhiger als Pferde sind, einsetzen, um die mit Getreide beladenen Wagen ohne Unfall den steilen Berg hinauf und hinabzuziehen. Um 1883 hat man auf einem Hügel über der Quellenabzweigung mit dem Bau eines Walzwerks begonnen. Ein einzigartiges Treibriemensystem wurde verwendet, um die Wasserkraft vom in der Quellenabzweigung gelegenen Mühlenrad zur Mühle zu übertragen, die etwa 100 m höher stand. Der Bau der Mühle wurde 1899 vollendet; sie steht noch an der Straße.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
36,4		Verlassen Sie den Parkplatz von Greer Spring und fahren Sie auf Hwy. 19 südwärts.
	2,1	
38,5		Große, flache Dolinen sind auf der linken Straßenseite zu sehen. Solche Dolinen punktieren die Alton Karstebene.
	6,3	
44,8		Die Kreuzung von Hwy. 19 und Hwy. 160. Links einbiegen und auf Hwy. 19 südlich fahren.
	15,7	
60,5		Die Kreuzung von Hwy. 19 und Hwy. 63. Über Hwy. 63 fahren und auf Hwy. 19 weiterfahren. Die Einfahrt in Thayer, Missouri.
	0,6	
61,1		Sie fahren über Two-Mile Creek.
	0,6	
61,7		Die Kreuzung von Hwy. 19 und Route W. Rechts einbiegen und auf Rte. W westlich fahren.
	5,5	
67,2		Die gepflasterte Straße hört auf; geradeaus weiterfahren.
	0,4	
67,6		Rechts in die ungepflasterte Straße einbiegen.
	0,1	
67,7		ANHALTEN! Fahren Sie nicht in Grand Gulf hinein!

Aufenthalt 11: Grand Gulf, Missouri

Grand Gulf (Großer Golf) ist eine eingestürzte Höhle mit einer natürlichen Brücke, einem Karstcañon und einer Höhle, die als Überbleibsel einer einst ausgedehnten Höhle noch bestehen. Bretz (1956) schrieb den Einsturz der Höhlenentwicklung an einer Verwerfungszone entlang zu, die in den Wänden der Doline aufgedeckt ist. Die Sprungbildung und die damit verbundene Überflutung und Breccienbildung sind in der Nähe des am östlichen Ende von Grand Gulf gelegenen Höhleneingangs und an anderen Stellen in der Doline zu sehen. Die Verwerfungsebene durchschneidet die natürliche Brücke nicht, was die Erhaltung derer vor dem Einsturz erklärt. Grand Gulf, zusammen mit seinen Zubringerflüssen, ist beinahe 1,6 km lang. Der Einsturz führte zur Verlegung eines größeren Teils der Bussell Branch Egtwässerung von ihrer früheren oberirdischen Route, was ungefähr 52 km² zusätzlicher oberirdischen Entwässerung in Grand Gulf fließen ließ und bei übermäßigen Niederschlägen Überschwemmungen verursachte. Die Höhle, die am östlichen Ende des Karstcañons liegt, hat eine enorme Menge von Überschwemmungsdetritus und -sediment aufgenommen. Owen (1898) hat ungefähr 150 m der Höhle erforscht, indem er mit einem Bott einen großen unterirdischen Strom befuhr. Heute ist der betretbare Teil der Höhle bedeutend kürzer. Die vor kurzem unternommene vorbereitende Arbeit von Tauchern deutet darauf hin, daß Teile der überschwemmten Höhle jenen zugänglich sind, die in sich abgeschlossene subaquatische Atemgeräte gebrauchen, aber die ausgedehnten Galerien und der breite Strom, den Owen gesehen hat, halten die modernen Entdecker fern.

Hedden (1968) hat viel der Geologie im Thayer Gebiet kartiert und hat Luftaufnahmen gebraucht, um Lineamente und mögliche Verwerfungsspuren ausfindig zu machen. Grand Gulf hat sich in der unterordovizischen Cotter Formation gebildet, einem lehmigen Dolomit, der kleinere Sandstein- und Hornsteinschichten enthält. In der Regel enthält die Cotter Formation nur einige Höhlen aber zahlreiche Dolinen. Im Gebiet, das nördlich und westlich des Grand Gulf liegt, ist ein ausgedehnter Oberflächenkarst mit vielen zusammengesetzten Dolinen zu sehen. Das Mansfield Verwerfungssystem, das sich von dem Mammoth Spring, Arkansas benachbarten Gebiet bis zu einem nordwestlich von Mansfield, Missouri gelegenen Gebiet erstreckt, geht durch das Gebiet. Wahrscheinlich haben das Verwerfen und die damit verbundene Bruchbildung in der Auflösungsentwicklung dieses Gebiets eine wichtige Rolle gespielt.

Tony Aid (1966; unveröffentlichter Bericht) hat Fluorescein von Grand Gulf bis Mammoth Spring, die ungefähr 13 km südöstlich liegt, trassiert. Der Grand Gulf und der damit verbundene Oberflächenkarst bilden daher einen größeren Teil des Mammoth Spring Einzugsgebiets (Vineyard und Feder, 1974).

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
67,7		Zum Kiesweg zurückfahren und links einbiegen; östlich zurück nach Thayer fahren.
	0,6	
68,3		Die gepflasterte Straße beginnt.
	5,4	
73,7		Die Kreuzung von Rte. W. und Hwy. 19. Rechts einbiegen und auf Hwy. 19 südlich fahren.
	1,0	
74,7		Die Kreuzung von Hwy. 19 und Hwy. 63. Rechts einbiegen und auf Hwy. 63 südlich fahren.
	1,1	
75,8		Sie fahren über die Grenze zwischen Missouri und Arkansas. Die Einfahrt in das Städtchen Mammoth Spring, Arkansas.
	0,1	
75,9		Links in Mammoth Spring State Park einbiegen. Der Straße zum Parkplatz folgen.
	0,4	
76,3		Fahren Sie auf den Parkplatz.

Aufenthalt 12: Mammoth Spring, Arkansas

Mammoth Spring, die größte Quelle in Arkansas und die größte in den Ozarks, fließt aus einem beinahe vertikalen Rohr im unterordovizischen Cotter Dolomite. Die Quellenerhebung ist nur 150 m von der Missouri-Arkansas-Grenze entfernt. Das aus der Quelle fließende Wasser wird von einem Dam mit einem jetzt nicht aktiven hydroelektrischen Kraftwerk gestaut. Nachdem sie etwa 2 000 m geflossen ist, ergießt sich die Quellenabzweigung in den Spring River. Es sind wenige Wasserführungsangaben für die Quelle vorhanden, aber die durchschnittliche Strömung beträgt ungefähr 8,9 m³/s. Die minimale und die maximale Wasserführung, die für die Quelle aufgezeichnet worden sind, betragen 6,8 m³/s und 12,2 m³/s.

Das Einzugsgebiet der Quelle ist ziemlich genau umrissen worden und befindet sich zum größten Teil in Missouri. Die Farbtrassierungen von Aid (1966), Aley (1975) und Dean (1978) weisen auf, daß das Einzugsgebiet vorwiegend aus der Entwässerung des oberen Warm Fork Spring River und aus kleineren Teilen der Wasserscheide des südlichen Eleven Point River und der Wasserscheide des extrem östlichen North Fork River besteht. Farbtrassierungen und potentiometrische Angaben von Brunnen weisen darauf hin, daß die östliche Grenze der North Fork River Wasserscheide die westliche Grenze des Mammoth Spring Einzugsgebiets ist (Vandike, 1979).

Der Cotter Dolomite enthält einige große Quellen, aber die intensive Struktur im Mammoth Spring Einzugsgebiet scheint die Auflösung und die Höhlenentwicklung zu fördern. Hedden (1968) hat mehrere Verwerfungen im nordwestlich von Mammoth Spring gelegenen Gebiet kartiert. Die Analyse der LANDSAT-Abbildungen weist zahlreiche Lineamente auf. Auf einer Strukturlinienkarte, worauf der Fuß der Roubidoux Formation genau aufgezeichnet ist, sieht man eine breite, südöstlich eintauchende Synklinale, die sich vom nordwestlichen Teil von West Plains, Missouri bis Arkansas erstreckt. Die Achse der Synklinale reicht bis

in die Nähe von Mammoth Spring in Arkansas hinein. Das Einzugsgebiet der Quelle ist durch zahlreiche Dolinen, eine sehr tiefe Verwitterung mit einem dicken Residuum und eine große Anzahl Grundwasser spendender Flüsse gekennzeichnet.

Die Abwasserlagunen bei West Plains, Missouri, das ungefähr 38 km nordwestlich der Quelle liegt, sind auf dem Überschwemmungsgebiet von Howell Creek gebaut worden, einem Grundwasser spendenden Zubringerfluß des Warm Fork Spring River. Dolinen sind in den Lagunen mehrere Male eingestürzt, seitdem die Lagunen 1965 gebaut wurden. Der letzte Einsturz, der am 5. Mai 1978 stattfand, hat zur Ausströmung von ungefähr 94 000 m³ unbehandelten und zum Teil behandelten Abwassers ins Grundwassersystem geführt. Ein paar Tage darauf stürzten andere Dolinen ein, was die Ausströmung weiterer etwa 15 000 bis 20 000 m³ Abwassers auslöste. Die Farbe, die von Dean (1978) in das verschwindende Sielwasser eingespritzt wurde, tauchte 12 Tage später bei Mammoth Spring wieder auf. Von dem Vorfall wurde in den Medien der Vereinigten Staaten berichtet, und wenigstens 700 Erkrankungen unter den Einwohnern, die das durchs Abwasser verunreinigte Grundwasser getrunken hatten, wurden gemeldet. Ein teures neues Abwasserbeseitigungssystem, worin die neuste Technologie verwertet wurde, ist seitdem errichtet worden, und die durchlässigen Lagunen werden nicht mehr gebraucht.

Die tiefe Verwitterung und die Bruchbildung in diesem Gebiet ermöglichen eine sehr schnelle Speisung des Grundwassers. Viele der Wasserscheiden im Einzugsgebiet enthalten Grundwasser spendende Fliese, und sehr wenige der zahlreichen großen Dolinen sind wasserdicht. Ein kontinuierlicher Wasserstandsregistriererapparat, der von der Missouri Division of Geology and Land Survey an einem verlassenen Stadtbrunnen bei West Plains unterhalten wird, weist innerhalb von wenigen Stunden nach größeren Niederschlägen Hebungen des Grundwasserspiegels von mehr als 30 m auf.

Kumulative
Meilenzahl Differenz
76,3

Verlassen Sie den Parkplatz; biegen Sie links ein und fahren Sie zu Hwy. 5 zurück.

76,7 0,4

Links einbiegen und auf Hwy. 5 südlich fahren.

76,8 0,1

Rechts in Hwy. 9 einbiegen und südlich fahren.

Die nächsten 70 Meilen folgt die Exkursionsroute Hwy. 9 nach Mountain View. Auf dieser Strecke fahren Sie die ersten 45 Meilen nach Melbourne, Arkansas über die wellenförmigen Hügel der südlichen Kante des Salem Plateau. Die nächsten 25 Meilen nach Mountain View schlängelt sich die Straße durch einen der engsten Teile des Springfield Plateau. Mountain View liegt am Fuß des abschüssigen Steilhangs des Boston Mountain Plateaus. Die Salem und Springfield Plateaus sind von ordovizischen und mississippischen Gesteinen unterlegen, die vorwiegend aus verkarsteten Karbonaten bestehen. Das Boston Mountain Plateau bedeckt ein Hut aus pennsylvanischen klastischen Gesteinen; das Plateau enthält sonst keinen Karst außer an den Rändern, wo die Zerschneidung unterlagernde Karbonate aufgedeckt hat.

Das Salem Plateau ist in hohem Grad zerschnitten, aber die Hänge und das Relief sind gemäßigt, weil der Stromeinschnitt gering ist. Die Höhe über dem Meeresspiegel auf Hwy. 9 schwankt zwischen einem Minimum von 150 m bei Mammoth Spring bis zu 290 m etwa 3,2 km südlich von Wheeling, Arkansas, und dann sinkt sie wieder, diesmal bis 180 m bei Melbourne. Das lokale Relief beträgt ungefähr 30 m. Das Salem Plateau fällt südlich ein, und die Höhe seines Gipfels schwankt zwischen 245 m in der Nähe von Mammoth Spring und 215 m in der Nähe von Melbourne.

20,1

96,9

Die Kreuzung von Hwy. 62 und Hwy. 9. Auf

		Hwy. 9 geradeaus weiterfahren.
118,7	21,8	Auslieger des Springfield Plateaus sind geradeaus am Horizont und auf der rechten Seite der Straße sichtbar.
	3,1	
121,8		Die Einfahrt in Melbourne, Arkansas. Die Kreuzung von Hwy. 69 und Hwy. 9; Hwy. 69 liegt links und Hwy. 9 rechts. Rechts in Hwy. 9 einbiegen.
		Die nächsten 25 Meilen nach Mountain View führen über das Springfield Plateau. Dieser Teil vom Springfield Plateau ist in hohem Maße durch den White River und seine Zubringerflüsse zerschnitten worden. Die Hänge fallen steil ab, und das Relief ist wegen des tiefen Einschnitts des White River gemäßigt hoch. Das Springfield Plateau fällt südlich ein, und seine Höhe über dem Meeresspiegel schwankt am Gipfel zwischen 335 m südlich von Melbourne und 245 m bei Mountain View, wo es durch das Boston Mountain Plateau begrenzt wird.
126,6	4,8	Links eine Möglichkeit abzubiegen und anzuhalten; schöne Aussicht südwärts durch das unebene, zerschnittene Springfield Plateau auf das 2,9 km entfernte, am Horizont sichtbare Boston Mountain Plateau.
	7,5	
134,1		Links eine Anhaltenmöglichkeit; schöne Aussicht südwärts und ostwärts. Der unmittelbar unter der Anhaltenmöglichkeit gelegene East Twin Creek liegt 122 m über dem Meeresspiegel. Die Höhe der Anhaltenmöglichkeit beträgt 244 m. Brandenburg Mountain, der Berg, worum die Straße sich windet, erreicht am Gipfel eine Höhe von 335 m, und der White River, der beim Blick geradeaus nicht sichtbar ist, aber entweder 3,2 km südwärts oder 3,2 km westwärts zu sehen ist, liegt 90 m über dem Meeresspiegel.
141,2	7,1	Der White River. Die Brücke wurde 1974 errichtet, um die vom Strom getriebene Fähre zu ersetzen.
	0,2	
141,4		Die Kreuzung von Hwy. 5, Hwy. 9 und Hwy. 14 (Allison Junction). Links einbiegen und nach Mountain View fahren. Die Straße trägt die Nummern 5, 9 und 14.
	4,3	
145,7		Die Kreuzung mit Hwy. 382 und die Einfahrt in Mountain View, Arkansas, 1866 Einwohner, der Regierungssitz von Stone County und der Sitz des Ozark Folk Center, eines Arkansas State Parks, der sich der Erhaltung und der Verbreitung von Informationen über die Ozark Mountain Lebensweise widmet, darunter der „cabin crafts“ (Handarbeiten), der Musik und dem Volkstanz, der Volksüberlieferung und der Volkskunde. Rechts in Hwy. 382 einbiegen und zum Ozark Folk Center fahren.
146,5	0,8	Die Kreuzung von Hwy. 382 und 382S. Links in Hwy. 382 einbiegen und zum Ozark Folk Center einfahren.
	0,3	
146,8		Den Parkplatz der Ozark Folk Center Herberge (lodge) verlassen und über Hwy. 382 und der mit den Nummern 5, 9 und 14 versehenen Straße zurück zu Allison Junction fahren.
	5,4	

152,2		Die Kreuzung von Hwy. 5, Hwy. 9 und Hwy. 14 (Allison Junction). Links in Hwy. 14 einbiegen und zu Blanchard Springs Caverns fahren.
153,6	1,4	Die Einfahrt in den Sylamore Ranger District (Sylamore Försterkreis), Ozark National Forest.
162,4	8,8	Die Einfahrtstraße zu Blanchard Springs Caverns; rechts einbiegen.
164,0	1,6	Rechts zur Höhle einbiegen.
164,5	0,5	Der Blanchard Springs Caverns Parkplatz und das Besucherauskunftszentrum.

Aufenthalt 13: Blanchard Springs Caverns, Arkansas

Blanchard Springs Caverns und Roland Cave liegen im nördlichen Arkansas Kalksteingebiet, in der Nähe des extrem südöstlichen Endes vom Springfield Plateau. Die Gesteinschichten fallen konsistent mit dem regionalen Streichen des nördlichen Arkansas-Gebiets leicht südwärts ein. Örtlich haben das Verwerfen und die unbedeutende Faltenbildung die Brüche und die Klüfte hervorgerufen, welche die beschleunigte Auflösung des Kalksteins ermöglichten.

Die Stromerosion hat ordovizische bis mississippische Gesteine aufgedeckt. Die Auflösungsverwitterung hat an manchen Stellen eine dicke Residuumschicht hinterlassen, und die Erosion hat an anderen Stellen Gesteinsausgehende aufgedeckt. Die Tiefenerosion des Stromes hat die Erosion in den Tälern beschleunigt, während die Gebirgskämme eine abgerundete bis flachkantige Kontur mit steilen Hängen haben. Die abgerundeten Gebirgskämme sind den Verwitterungseigenschaften der hornsteinhaltigen Boone Formation zuzuschreiben. Innerhalb des Blanchard Springs-Gebiets überschreitet die Höhe über dem mittleren Meeresniveau selten 275 m, mit einem Minimumrelief von 152 m zu den Talböden. In diesem Teil der Ozarks gibt es viele Dolinen, aber viele andere sind durch die Ausfüllung mit kolluvialem Detritus vollkommen vermischt.

Die Sedimentgesteine des Blanchard Springs-Gebiets bestehen aus Kalksteinen, Dolomiten, Hornsteinen, Sandsteinen und Schiefernen--alle aus dem Paläozoikum. Blanchard Springs Caverns sowohl als auch Roland Cave haben sich zwischen der überlagernden mississippischen Boone Formation und dem unterlagernden ordovizischen St. Peter Sandstone gebildet. Über dem St. Peter Sandstone und in der Umgebung der Höhlen ist die Karbonatfolge 70 m dick und besteht aus dem Joachim Dolomite und den Platin, Kimmwick, Fernvale und St. Clair Kalksteinen. Die Auflösungsstätigkeit hat vier Niveaus der Höhlenentwicklung zur Folge gehabt. Die Speläogenese scheint nicht mit lithologischen Variationen eng verwandt zu sein, sondern sie scheint von der oberirdischen Talerosion kontrolliert zu werden; subsequente Quellenöffnungen entwässern die verschiedenen Höhlenniveaus, wenn sie gebrochen werden.

Unter den Tropfsteinen, die in den Höhlen vorkommen, ist eine reiche Auswahl von Wachstumstypen vertreten, worunter Luftwachstums-, im unterirdischen Wasser wachsende und bei der Berührung von Luft und Wasser wachsende Typen zu finden sind. Das Wiederkristallisieren vieler der ursprünglichen kalzitischen Mineralien hat in vielen der Travertin- und der Stalaktitgebilden stattgefunden. An Stellen, wo Wasser ehemals mit Luft gefüllte Zonen ersetzt hat, haben die Stalaktite und die Stalagmite Kristallinüberzüge. Die Wasserströmung durch viele der früher mit Luft gefüllten Zonen hat auch viele ältere Luftwachstumsstalagmite erodiert.

Blanchard Springs Caverns und Roland Cave sind bekannt, seitdem der weiße Mann am Anfang des 19. Jahrhunderts das Gebiet zum erstenmal betrat. Roland Cave war leicht zu betreten, war aber ziemlich arm an Tropfsteinen. Blanchard Springs Caverns kannte man nur, indem man den großen, dunklen und mysteriösen Schacht im der Quelle stromaufwärts gelegenen schmalen Tal beobachtete. Offenbar fand das erste aufgezeichnete Betreten des Schachts ungefähr 1930 statt, als ein Angestellter des Forest Service längs eines 21 m langen Seils in die Sohle gelangte. Da er keine gute Lampe hatte, blieb er in der Zone um den Schacht. Zwischen 1930 und 1963 haben viele kleine Gruppen durch den Schacht die Höhle betreten und große Strecken erforscht. Im Jahre 1963 haben mehrere Höhlenerforscher beim Kartieren und Auskundschaften ein neues, ehemals unbekanntes Niveau entdeckt, das viele Tropfsteine

- region.
- 0,2 Sie fahren ein paar Meilen südlich des White River über die Grenze zwischen dem Springfield Plateau und dem Salem Plateau. Der Rest der Fahrrouete wird über das zerschnittene Salem Plateau führen.
- 13,4 Sie befinden sich dicht an der nördlichen Abgrenzung der Springfield Plateau Unterregion.
- 2,9 Brücke über den White River; Sie verlassen Stone County und fahren in IZard County ein.
- 21,9
- 13,1 Wolf House links. Im Jahre 1809 gebaut; es war das erste Haus in Arkansas, das von Weißen bewohnt wurde.
- 35,0
- 0,1 Brücke über den North Fork River.
- 35,1
- 2,7 Die Kreuzung von Hwy. 5 und Hwy. 177. Auf Hwy. 177 zum Norfork Dam weiterfahren. Die Straße führt am Fundament des Dammes vorbei, steigt auf dem westlichen Widerlager an, umkreist einen Hügel und führt dann über den Dam.
- 37,8
- 2,5 Die Krone des Norfork Dammes am westlichen Widerlager. Parkplatz.
- 40,3

Aufenthalt 14: Norfork Dam, Arkansas

Am Ende der dreißiger Jahre und in den vierziger Jahren hat der U.S. Army Corps of Engineers' Little Rock District umfassende Erforschungen am White River und seinen Zubringerflüssen im südlichen Missouri und im nördlichen Arkansas ausgeführt. Wegen seines großen Einzugsgebiets und seiner hohen Mindestströmung schien der White River sich für den Bau eines Wasserkraftwerks gut zu eignen. Mehrere Elektrizitätsgesellschaften, die am Fluß Stromstauwerke bauen wollten, konnten wegen der tiefen Auflösungsverwitterung im Karbonatgesteinterrain keine für Dämme geeignete Stellen finden.

Corps Geologen haben zahlreiche mögliche Dammstätten besichtigt. Stätten, die bei der Oberflächenbesichtigung passend schienen, erwiesen sich bei der Erforschungsbohrung als untauglich. Die Abhilfemaßnahmen, die man am Fundament hätte treffen müssen, um den Sickerverlust zu kontrollieren, hat man für zu kostspielig gehalten. An beinahe jeder Stätte, die besichtigt wurde, reichten die Verwitterungszonen tief in die Widerlager hinein.

Die am Projekt beteiligten Geologen haben wenige formelle Veröffentlichungen gefunden, die sich mit der Karbonatverwitterung beschäftigten. Als die Höhlen in diesem Gebiet gründlich untersucht wurden, fingen die Geologen endlich an, die Ursachen des Problems zu begreifen. Die meisten der Höhlen enthielten eine Lehm-Ausfüllung, aber bei dem größten Teil der Höhlen waren keine oberirdischen Ursprünge des Lehms zu finden; bei näherer Untersuchung stellte man fest, daß der Lehm nicht klastisch, sondern residual war. Sedimentärgebilde konnten vom Wandgestein in und durch den Lehm trassiert werden. Kleinere Schiefer- und Hornsteinschichten waren *in situ* im Lehm vorhanden. Der Begriff des Karbonat-zu-Lehm-Zerfalls ohne einer Volumensabnahme wurde formuliert. Der Begriff, der unter den Projekt-Geologen unumstritten war, galt eine Weile als geologische Irrlehre. Die weitere Erforschung der Ausgrabungen, Straßeneinschnitte und aller anderen Orte, wo die Berührung des Erdbodens mit dem Felsuntergrund sichtbar war, bestätigte die Richtigkeit des Begriffs.

Dieser *in situ* Zerfall begründete das Bestehen der mit Lehm gefüllten Höhlräume, aber weder hat er die Vorgänge erklärt noch hat er Hinweise zur Auffindung des oberirdischen Auftritts der unterirdischen Zerfallszustände geliefert. Die hohen Unkosten der Erforschungsbohrungen erforderten die Entwicklung einer schnellen, billigen Methode, wodurch man zwischen untauglichen und potentiell guten Stätten unterscheiden konnte. Eine Untersuchung der Feldangaben wies darauf hin, daß eine Korrelation zwischen der Topographie und dem Zerfallsgrad bestand, wenn man annahm, daß zwei Voraussetzungen stimmten. Erstens vermutete man, daß die Zerfallstiefe an einem Rutschhang im direkten Verhältnis zur Aufschlußzeit steht, wenn es

		den White River in Arkansas in der Nähe von Mountain Home, um diesen See zu bilden. Der Bull Shoals Dam ähnelt dem Norfork Dam sehr; auch der karbonatische Karstterrain, der an den zwei Dammsstätten und in den zwei Reservoiren zu finden ist, ist sehr ähnlich.
102,4	11,5	Links in den Kiesweg einbiegen und südlich zur Einfahrt des Ozark Underground Laboratory fahren.
104,4	2,0	Die Kreuzung mit der Kiesauffahrt, die zum Ozark Underground Laboratory führt.
105,5	1,1	Eine Kreuzung. Fahren Sie auf dem Kiesweg, der rechts bergabwärts führt, weiter.
105,7	0,2	Der Parkplatz des Ozark Underground Laboratory Gebäudes, des „field house“.

Aufenthalt 15: Das Ozark Underground Laboratory und Tumbling Creek Cave, Missouri

Tumbling Creek Cave (die Höhle mit dem einfallenden Bach), auch Bear Cave (Bärenhöhle) genannt, hat sich im Jefferson City Dolomite gebildet. In diesem Gebiet besteht der Jefferson City Dolomite aus einem hellbraunen bis braunen, mittel- bis feinkristallinen Dolomit und einem lehmigen Dolomit, der kleinere Einheiten aus sandigem Dolomit, Sandstein und Hornstein enthält.

Die Höhle hat eine gemessene Länge von über 3 048 m und dient als speleologisches Laboratorium. Forschungsprojekte, welche die Höhle aus der Perspektive sehr verschiedener Wissenschaften, unter anderen Biologie und Hydrologie, erschließen, werden sowohl vom Besitzer und Direktor Thomas Aley als auch von anderen unabhängigen Forschern und Organisationen durchgeführt. Das Laboratorium, das 1966 gegründet wurde, dehnt sich jetzt über 1,2 km² der Erdoberfläche aus, die über dem größten Teil des Höhlensystems liegt. Das um die Höhle liegende Land ist nicht für die Reihonpflanzung geeignet, und es gibt in der Nähe des Labors keine größeren Städtchen; deswegen ist der menschliche Einfluß auf die Höhle, sowohl in der Vergangenheit als auch in der Gegenwart, minimal gewesen. Die Höhle ist zum „National Natural Landmark“ (Naturschutzgebiet) ernannt worden, hauptsächlich darum, weil sie unter den bekannten westlich des Mississippi River gelegenen Höhlen die mannigfaltigste Fauna beherbergt. Auf den Höhlenführungen und in den Seminaren, welche vom Laboratorium veranstaltet werden, werden die Beziehungen zwischen der Erdoberfläche und dem Unterirdischen im löslichen Gesteinterrain betont.

Der Bear Cave Eingang zur Tumbling Creek Höhle ist etwa 21 m breit und 1,5 m hoch. Es wurde ein zweiter Eingangsschacht ausgegraben, der den Zugang zur Höhle erleichtert und das Betreten der Höhle besser kontrollieren läßt. Ein ziemlich großer Strom fließt durch einen großen Teil der Höhle. Während Zeiten niedriger Strömung fließt der Strom in eine etwa 106 m vom natürlichen Eingang gelegene kleine Grube und tritt an Bear Creek als Quelle aus. Während Maximalströmungszeiten fließt das Wasser aus dem Eingang von Bear Cave.

Die East Passage und die Northwest Passage bilden das ältere, höhere Niveau des Höhlensystems, und der Höhlenstrom fließt durch einen unteren, nassen Gang. Die zwei Niveaus kreuzen sich im Big Room (Großen Raum).

Vom natürlichen Eingang schlängelt der untere Stromgang leicht nordwestlich. Die Höhe des Ganges nimmt ständig ab; in der Nähe des Eingangs beträgt sie 1,5 bis 1,8 m, aber ungefähr 200 m vom Eingang nur 0,75 bis 0,9 m. Nach einer 106 m langen Strecke, wo der Gang niedrig und naß ist, steigt die Höhe der Decke wieder auf 1,5 bis 1,8 m. Dieser Stromgang wird durch einen niedrigen, breiten, von der Schichtungsfläche kontrollierten Gang gekennzeichnet. In der Nähe der Breakdown Chamber (Breccienkammer) wird ihr Querschnitt schmaler und höher.

Der künstliche Eingang durchkreuzt die Höhle am Ende eines Ganges, der von der Breakdown Chamber südwestlich streicht. Das Gebäude, das über dem 6,7 m tiefen Schacht steht, wie auch eine Tür im Gang, verringern die Einwirkung eines zweiten Eingangs auf die physischen Zustände und die Fauna. Vom Eingangsraum kann man durch

einen kleinen verbindenden Gang unmittelbar den Stromgang betreten, oder man kann dem trockenen Gang den etwa 150 m bis zu seiner Kreuzung mit der nordöstlich gelegenen Breakdown Chamber folgen.

Die Breakdown Chamber und ihre nördliche Ausdehnung, der Big Room, bilden einen großen, kontinuierlichen Raum, der etwa 137 m lang ist. In dieser Zone durchkreuzen die höher gelegenen East Passage und Northwest Passage den Stromgang. Die Deckenhöhe im Big Room schwankt zwischen 4,5 und 6 m, aber bei der Gangkreuzung beträgt sie 15 m.

Ungefähr 91 m stromaufwärts vom Big Room gabelt sich der Stromgang. Das Wasser fließt aus einem niedrigen, nassen Gang, der ungefähr 122 m nordwestwärts durchdringbar ist. Die nordöstliche Abzweigung, die Dry Stream Passage, führt ungefähr 152 m weiter und ist, wie die Lower Stream Passage, niedrig und breit.

Die East Passage, die den Big Room durchkreuzt, ist ca. 580 m lang betretbar. Ihr Querschnitt ist im allgemeinen weniger ausgedehnt als der Querschnitt des Stromgangs. Deckeneinsturzzonen kommen häufig vor. Dieser Gang enthält die meisten der allgemein zugänglichen Tropfsteine.

Die Northwest Passage, eine frühere Ausbreitung der East Passage, dehnt sich etwas mehr als 396 m vom Big Room aus. Die Deckenhöhe schwankt; die Decke erreicht eine Höhe bis zu 6 m. Die Breite des Ganges liegt meistens zwischen 3 und 6 m. Der Querschnitt dieses Ganges ähnelt dem der East Passage, und die vadose Stromalteration ist deutlich zu sehen. Dieser Gang ist vom Laboratorium als Wildnisgebiet bezeichnet worden.

Ein anderer oberer Gang, Hibernation Hall (Winterschlaf Saal), ist ein Zubringer von der East Passage. Dieser Gang zweigt etwa 61 m innerhalb von der East Passage ab, dehnt sich südwestlich aus und endet gerade über der Breakdown Chamber. Meistens ist der Gang höher als er breit ist, mit einer Deckenhöhe bis zu 6 m und einer Breite, die zwischen 2,5 und 6 m schwankt.

Thomson und Aley (1971a) glauben, daß die Höhle ursprünglich aus zwei voneinander getrennten Gängen bestand. Das obere Niveau besteht aus der Northwest Passage und der East Passage, Hibernation Hall und ihren kleineren Zubringern. Nach der ursprünglichen phreatischen Entwicklung den Schicht- und Klufflächen entlang speiste der Gang als Rohr ein Quellensystem. Die vadose Erweiterung im unteren Gang mag nach einem größeren Einsturz im Big Room stattgefunden haben, was zur Folge hatte, daß der Höhlenstrom einen neuen Gang um den Einsturz bildete und schließlich seine höhere Route aufgab.

Wasser aus der Höhle fließt in Bear Creek und schließlich Bull Shoals Reservoir ein. Farbtrassierungen von Tom Aley haben darauf hingewiesen, daß Grundwasser spendende Erstreckungen von Bear Creek und seinen Zubringerflüssen Wasser der Höhle zuführen. Die Strömung des Höhlenstroms beträgt im allgemeinen 0,015 bis 0,85 m³/s, aber Höchstströmungen von 2,8 m³/s sind nach größeren Stürmen verzeichnet worden. Spitzenströmungen finden normalerweise innerhalb eines Tages nach dem Niederschlag statt; die Strömung der benachbarten oberirdischen Entwässerungen ist etwas schneller (Thomson und Aley, 1971b).

Ozark Underground Laboratory ist eines von nur wenigen solcher Einrichtungen in der Welt. Forscher von außerhalb können Forschungsprojekte entwickeln, die vom Laboratoriumspersonal ausgeführt werden. Daten können in diversen Umfängen und Zeitabständen gesammelt werden, ohne daß ein Höhlenbesuch des Forschers erforderlich ist. Der vorsichtig kontrollierte Zugang, die unveränderten oberirdischen Zustände und die häufigen Meßgerätkontrollen tragen dazu bei, daß diese Höhle für hydrologische Untersuchungen ideal ist, und die mannigfaltige Flora und Fauna bieten zahlreiche Möglichkeiten, Studien der Lebewesen im Höhlenmilieu zu unternehmen.

Kumulative
Meilenzahl Differenz
105,7

Verlassen Sie das Ozark Underground Laboratory und fahren Sie zurück zu Hwy. 160. Die Fahrroute von Ozark Underground Laboratory führt wieder westwärts. Der größte Teil dieser Strecke ist die Fortsetzung der Fahrt über das zerschnittene Salem Plateau. Sie werden am Anfang dieser Strecke über einen kleinen, stark zerschnittenen Auslieger des Springfield Plateau fahren, und die Kante des Springfield Plateaus wird in der Nähe von

		Marvel Cave wieder sichtbar sein.
109,0	3,3	Die Kreuzung von Hwy. 160 und einem Kiewseg. Links einbiegen und auf Hwy. 160 westlich fahren.
110,3	1,3	Die Kreuzung von Hwy. 160 und Hwy. 125. Rechts einbiegen und auf Hwy. 160 weiterfahren. Auf der nächsten 1,5 Meilen langen Strecke wird die Straße auf einen Auslieger des Springfield Plateau hinaufführen.
117,7	7,4	Sie beginnen die sanfte 2 Meilen lange Fahrt vom Springfield Plateau hinab, zurück auf das Salem Plateau.
127,7	10,0	Die Kreuzung von Hwy. 160 und Hwy. 76. Links einbiegen und auf der mit den Nummern 160 und 76 versehenen Straße weiterfahren.
130,6	2,9	Die Kreuzung von Hwy. 160 und Hwy. 76. Links in Hwy. 76 einbiegen.
130,7	0,1	Die Brücke über den White River und das Oberwasser des Bull Shoals Lake.
142,7	12,0	Die Kreuzung von Hwy. 76 und Business Route 65. Links in Business Route 65 einbiegen.
144,5	1,8	Die Kreuzung von Hwy. 65, Business Hwy. 65 und Rte. V. Links einbiegen und auf Hwy. 65 südlich fahren.
145,8	1,3	Die Kreuzung von Hwy. 65 und Hwy. 165. Rechts in Hwy. 165 einbiegen.
148,5	2,7	Eine Anhaltenmöglichkeit rechts. Der Ort heißt Table Rock. Aussicht über das White River Tal, mit Lake Taneycomo unmittelbar unter Ihnen und Table Rock Dam links sichtbar. Fahren Sie auf Hwy. 165 geradeaus weiter.
152,1	3,6	Sie fahren über den Table Rock Dam.
153,3	1,2	Die Kreuzung von Hwy. 165 und Hwy. 265. Links einbiegen und auf Hwy. 265 nördlich fahren. Sie verlassen das Salem Plateau und beginnen die sanfte, 5 Meilen lange Fahrt abwärts auf die Oberfläche des Springfield Plateau.
159,0	5,7	Die Kreuzung von Hwy. 265 und Hwy. 76. Links einbiegen und auf Hwy. 76 westlich fahren.
159,5	0,5	Die Kreuzung von Hwy. 76 und Lake Road 76-60. Links einbiegen und auf Lake Road 76-60 südlich fahren.
160,0	0,5	Rechts einbiegen, in Silver Dollar City einfahren und auf den Marvel Cave Parkplatz fahren.

Aufenthalt 16: Marvel Cave, Missouri

Obwohl bei weitem nicht die längste Höhle in Missouri, ist Marvel Cave mit einer Tiefe von 117 m die tiefste. Der einzige bekannte Eingang befindet sich an einer durch die Auflösung vergrößerten Spalte in der Sohle einer ausgedehnten Doline, die sich in einem Talbeginn nahe der Kante von Indian Ridge im Oberwasser von Jake Creek befindet.

Am Ende des 19. Jahrhunderts war der Abbau von Blei und Zink im südwestlichen Missouri in vollem Gange. Eine Investorengruppe aus Lamar, Missouri hat Marvel Cave (zu der Zeit Marble Cave genannt) gekauft, um den darin enthaltenen Blei, Zink oder Marmor abzubauen. Es wurden keine Metalle gefunden, und es gab den Marmor nicht, der dort zu finden sein sollte. Die Firma hat aber mehrere Jahre lang

Fledermausguano aus dem westlich des Cathedral Room gelegenen trockenen Gänge abgebaut (Martin, 1974; S. 16).

Wie um die meisten Bergwerke, so entstand auch hier ein Städtchen. Das Städtchen von Marmaris hatte eine Schule, eine Gemischtwarenhandlung, eine Schmelzhütte, ein Holzbearbeitungsgeschäft und eine Töpferei. Das Städtchen wurde 1893 durch Feuer zerstört, nachdem der Guanoabbau eingestellt worden war.

William Henry Lynch, ein kanadischer Bergmann und Schriftsteller, hatte so viel über die Höhle gehört, daß er sie kaufte, ohne sie gesehen zu haben. Lynch und seine Töchter Genevieve und Miriam haben die Höhle 1894 der Öffentlichkeit zugänglich gemacht. Der einzige Ausbau, der zu der Zeit unternommen wurde, bestand aus dem Einbau einer Leiter, die den Dolineneingang mit dem riesigen Schuttkegel im Eingangsraum verband. Finanzielle Schwierigkeiten zwangen Lynch und seine Töchter, nach Quebec zurückzukehren, um mehr Kapital zu beschaffen. Als sie aus Quebec zurückkehrten, fanden sie, daß Führungen durch die Höhle veranstaltet wurden. Truman Powell, ein Höhlenerforscher und Druckereibesitzer erhob als Besetzer Besitzansprüche, da Lynch so lange abwesend war. Lynch konnte seine unbestrittene Rechtstitelinhaberschaft beweisen und den Grundbesitz reklamieren. Lynch und seine Töchter haben viele Jahre lang die Führungspfade und die Förderung zur Höhle verbessert. Nachdem Lynch 1927 starb, haben Genevieve und Miriam die Höhlenverwaltung weitergeführt. Im Jahre 1950 wurde das Unternehmen der Hugo Herschend Familie verpachtet.

Die Herschend Familie hat in den darauf folgenden Jahren weitere Verbesserungen unternommen. Sie hat die elektrische Beleuchtung eingeführt, einen hölzernen Turm mit einem Stahl- und Betonturm ersetzt und zum Transport der Besucher aus der Höhle eine Seilbahn in einen künstlichen Tunnel eingebaut.

Marvel Cave ist jetzt ein National Natural Landmark und ist von Silver Dollar City umgeben, einer faszinierenden Neuerschaffung eines Städtchens in den achtziger Jahren des 19. Jahrhunderts, wo die Handarbeiten, die Kunstfertigkeiten und die Lebensweise in den frühen Jahren der Besiedlung des südwestlichen Missouris zur Schau gestellt sind.

Im Gegensatz zu den meisten Ozark-Höhlen, die normalerweise mehrfache Formationsgrenzen nicht durchkreuzen, fängt Marvel Cave im mississippischen Kalkstein an und gründet in einem unterordovizischen Dolomit. Der Dolineneingang und ein großer Teil des Cathedral Room liegen in der Reeds Spring Formation, die aus einem stark hornsteinhaltigen mississippischen Kalkstein besteht. Die Pierson, Northview und Compton Formationen, die alle aus der mississippischen Zeit stammen, sind auch im Eingangsraum aufgedeckt. Die Pierson Formation besteht aus einem dünn geschichteten Krinoidenkalkstein. Die Northview Formation ist eine dünne Schiefer- und Schluffsteineinheit, und die Compton Formation, das basale mississippische Karbonat in diesem Gebiet, besteht aus einem dünn geschichteten Kalkstein. Die Bachelor Formation, die aus einem sehr dünnen Sandstein und Schiefer aus der mississippischen Zeit besteht, trennt die mississippischen Karbonate von dem unterordovizischen Cotter Dolomite.

Die Reeds Spring Formation tritt in der Doline zutage, die zum Höhleneingang mit dem doppelten Dachfenster führt. Die Aussicht auf den Eingangsraum, den Cathedral Room, die sich beim Betreten der Höhle bietet, ist überwältigend. Der Eingangsturm ist ungefähr 26 m hoch und endet auf einem Hügel aus Gesteinstrümmern und Guano. Der schlängelnde Pfad, der zum Fuß dieses kleinen Trümmerbergs führt, steigt weitere 30 m ab. Das größte sekundäre Kalzitgewächs in der Höhle ist in der Nähe des westlichen Endes vom Cathedral Room. Dieser spektakuläre Tropfstein, die Liberty Bell (Freiheitsglocke), ist eine massive Fließsteinkuppel, deren Höhe 17 m und deren Umfang 61 m beträgt. Das mit Mineralien beladene Wasser, woraus der Tropfstein sich bildete, floß durch eine leicht sichtbare Spalte über dem Gebilde.

Der Pfad führt hinter der Liberty Bell aus dem Cathedral Room hinaus und in den Serpentine Way (schlangenförmigen Weg), einen engen, sich wendenden Gang, der sich in den widerstandsfähigeren Compton und Northview Formationen gebildet hat. Der Boden fällt tiefer in die Höhle ein und auf den Egyptian Room und den Gulf of Doom (Golf des bösen Geschicks) zu; der Gulf of Doom ist ein 40 m hoher Schacht mit gefurchten Wänden und roten Tonnestern.

Treppen führen die Besucher tiefer durch ein Labyrinth absteigender Tunnel zur Sohle des Gulf of Doom und noch tiefer in den Waterfall Room, wo man den Lost River zum erstenmal sieht. Dieser Fluß, der Tiefpunkt der Führung, wurde früher nach starken Niederschlägen über-

schwemmt. Jetzt staut ein künstlicher, stromaufwärts gelegener Damm die Sturmfluten, die allmählich ausströmen. Man kann dem Lost River etwa 610 m stromaufwärts folgen, wo er im Breccie endet. Der Flußlauf stromabwärts ist mit Wasser gefüllt. Farbtrassierungen haben darauf hingewiesen, daß der Lost River Neely's Spring speist, die im 3,2 km weiter gelegenen Indian Creek Valley liegt. Die Quelle wurde überschwemmt, als das Table Rock Reservoir geschaffen wurde.

Früher endete die Höhlenführung im Waterfall Room, und die Besucher gingen auf demselben Wege zum Eingang zurück. Die Führung geht jetzt weiter zu Blondie's Throne (Blondies Thron), einer kleinen, mit Fließstein schön geschmückten Kammer. Der Gang war einst niedrig und schlammig, aber es ist jetzt soviel Ton ausgegraben worden, daß man bequem durchgehen kann.

Von Blondie's Throne windet sich der Pfad eine Treppe hinauf, die an der Seite eines vertikalen Schachts gebaut worden ist, und endet auf einer künstlichen Plattform. Von hier aus gesehen ist der Schacht beeindruckend, und sein Ursprung neben einem Wasserfall ist klar zu sehen. Man steigt dann in die Steilbahn, um die Höhle zu verlassen.

Die Stratigraphie, die man beim Verlassen der Höhle sieht, ist einfach die Entgegengesetzte derer, die man beim Betreten der Höhle sehen konnte. Die Bachelor Formation liegt direkt über der Tür der Bahnstation. Wenn Sie die Treppe hinaufgehen, um zum höchstgelegenen Zugsitz zu gelangen, gehen Sie durch die Compton und Northview Formationen. Der oberste Treppenabsatz ist an der Berührung der Northview und Pierson Formationen. Nur die Pierson Formation ist im Tunnel aufgedeckt, wodurch man die Höhle verläßt.

Die ersten Kartierungen wurden in der Höhle von S. Fred Prince zwischen 1895 und 1902 gemacht. Die Karte von Prince war ziemlich genau und ist lediglich durch eine detailliertere Karte von Hoffman und anderen (1968) ersetzt worden. Auf Hoffmans Karte sind 2 043 m von Gängen aufgezeichnet; manche kleineren Seitengänge und der Schlußteil der Lost River Passage sind darauf nicht aufgezeichnet.

Kumulative

Meilenzahl Differenz

160,0

		Fahren Sie vom Parkplatz von Silver Dollar City und Marvel Cave zur Kreuzung von Hwy. 76 und Lake Road 76-60 zurück. Von Marvel Cave müssen Sie eine kurze Strecke ostwärts zurückfahren, bevor Sie nördlich nach Springfield, dem Ende der Exkursion, fahren. Auf der Strecke, die Sie östlich fahren, verlassen Sie beinahe sofort das Springfield Plateau und fahren auf das Salem Plateau hinab. Die Fahrroute wendet sich dann nördlich und durchkreuzt rodelschlittenartig das stark zerschnittene Salem Plateau. Bald steigen die Gipfel dieses Segments in den stark zerschnittenen, nordöstlich streichenden Eureka Springs Steilhang des Springfield Plateau hinauf und dann endlich auf das Springfield Plateau.
	0,5	
160,5		Die Kreuzung von Hwy. 76 und Lake Road 76-60. Rechts einbiegen und auf Hwy. 76 östlich fahren.
	2,4	
162,9		Sie verlassen Stone County und fahren in Taney County ein. Auf der nächsten 3 Meilen langen Strecke wird die Straße allmählich vom Springfield Plateau auf das Salem Plateau hinabführen.
	6,7	
169,6		Die Kreuzung von Hwy. 76 und Hwy. 65. Über die Straßenüberführung fahren, dann rechts in die Einfahrt einbiegen und auf Hwy. 65 nördlich fahren.
	12,2	
181,8		Sie verlassen Taney County und fahren in Christian County ein. Die Bergkämme ragen jetzt über der Oberfläche des Salem Plateau.
	9,2	
191,0		Die Oberfläche des Springfield Plateaus.

	5,3	
196,3		Die Brücke über den Finley River.
	7,1	
203,4		Die Brücke über den James River und Lake Springfield.
	9,1	
212,5		Die Straßenüberführung und die Kreuzung von I-44 und Hwy. 65. Fahren Sie über die Straßenüberführung, wählen Sie die rechts gelegene Abfahrt und fahren Sie westlich auf I-44 weiter.
	5,1	
217,6		Die Kreuzung von I-44 und Hwy. 13. Rechts einbiegen und auf Hwy. 13 nördlich fahren.
	1,9	
219,5		Die Kreuzung von Hwy. 13 und Fantastic Caverns Road (Farm Road 94). Links einbiegen und auf Farm Road 94 westlich fahren.
	2,1	
221,6		Die Kreuzung von Farm Road 94 und Farm Road 125. Rechts einbiegen und auf Farm Road 125 nördlich fahren.
	0,3	
221,9		Die Kreuzung von Farm Road 125 und Farm Road 92. Links einbiegen und auf Farm Road 125 nördlich fahren.
	0,9	
222,8		Rechts in den Parkplatz von Fantastic Caverns einbiegen.

Aufenthalt 17: Fantastic Caverns, Missouri

Die meisten Höhlen, besonders diejenigen mit kleinen, unauffälligen Eingängen, werden durch Zufall entdeckt. Fantastic Caverns ist eine solche Höhle. Der kleine natürliche Eingang wurde im Jahre 1862 von John Knox gefunden, als er einen Jagdhund aus einer Spalte rettete. Im Jahre 1867 haben zwölf Frauen aus Springfield, Missouri die erste bekanntgegebene Erforschung der Höhle unternommen (Weaver und Johnson, 1980; S. 111). Schon vor 1920 wurde die Höhle in ein unterirdisches Lokal verwandelt, nachdem man den Eingang vergrößert hatte. Das Lokal hatte einen elektrisch beleuchteten Tanzpavillon. Das Spielen um Geld, das Trinken geschmuggelten Whiskys und der Hahnenkampf gediehen. Als diese Tätigkeiten, die alle verboten waren, unkontrollierbar wurden, wurde die Höhle an die Knights of the Ku Klux Klan (KKK) verkauft. Der Klan hat sechs Jahre lang die Höhle als Versammlungstempel gebraucht; aber er konnte die Hypothek nicht abbezahlen und verlor deshalb die Höhle (Bretz, 1956; S. 107). Die Liste der Höhlenbesitzer ist lang. Manche waren erfolgreich, andere nicht. Einige Jahre lang wurde eine live „country music“ Show als Radiosendung von hier ausgestrahlt. Fantastic Caverns wurde von F. B. Krehbiel, einem erfahrenen Höhlenunternehmer in Missouri, der die Höhle 1951 erstand, so benannt (Weaver und Johnson, 1980; S. 212-213).

Der Höhleneingang liegt in der Richtung des Oberlaufs in einer tiefen Schlucht, die etwa 244 m vom Little Sac River und 23 m höher liegt. Am Eingang ist das Deckgebirge ziemlich dünn. Bevor der Eingang vergrößert wurde, haben Breccie und die Ton-Ausfüllung die Eingangspassage beinahe versperrt. Gerade innerhalb des Eingangs sind zahlreiche Fließsteinablagerungen zu sehen. Am beeindruckendsten sind die Säulen, wovon manche breiter als hoch sind; mehr als ein Dutzend kommen innerhalb der ersten 30 m des Ganges vor. Manche ungewöhnliche Formen weitverbreiteter Tropfsteine sind in dieser Höhle reichlich vorhanden. Am ungewöhnlichsten sind die „Zuckerrüben“-Stalaktite--diejenigen mit einer Anschwellung inmitten einer schmalen Form.

Ungefähr 137 m vom Eingang befindet sich das Auditorium, ein Raum, der 76 m lang, 30 m breit und beinahe überall 5 m hoch ist. In diesem Raum haben die KKK-Versammlungen und die „country music“ Show stattgefunden. Und im Jahre 1968 diente er als Stätte für den Maskenball bei der jährlichen Tagung der National Speleological Society. Wegen seiner gleichmäßigen Form ist die Akustik hervorragend.

Sekundäre Kalziumkarbonatgewächse folgen in diesem Teil den Spalten. Jenseits des Auditoriums nehmen die Dimensionen etwas ab. Ungefähr 30 m jenseits des Auditoriums führt eine Brunnenumhüllung durch die nordöstliche Gangwand. Der Brunnen wurde in der Nähe einer über der Höhle gebauten Hütte gebohrt. In den Ozarks ist es keine

Seltenheit, von Brunnengräbern zu erfahren, daß sie auf mit Luft oder Wasser gefüllte Öffnungen gestoßen sind. Solche Öffnungen erschweren eine wirksame und hygienische Abdichtung um die Umhüllung. Am Brunnen beträgt die Deckendicke 12 m. Dem Brunnengraber gelang es erst 21 m unter der Höhlendecke, auf richtigen Felsuntergrund zu stoßen, was auf die beträchtliche Dicke der Ton-Ausfüllung in der Höhle hinweist.

Ungefähr 305 m innerhalb der Höhle liegt der „Canyon“; an dem Punkt wird der Hauptgang durch ein tief ausgewaschenes Stromgerinne durchkreuzt, das in den Tonboden des Raumes eingeschnitten ist. Die kommerzielle Führung endet hier, aber ein großer Teil der Höhle dehnt sich weiter aus. Während Zeiten geringen Niederschlages ist der niedrige Stromgang betretbar. Stromaufwärts liegt das „Paradise Crawl“ (paradiesische Kriechen), so genannt nach einem großen (76 m langen, 12 m breiten und 12 m hohen) Raum, der auf ungefähr einem Drittel entfernt von der Strecke vom Cañon zum Schlußsiphon am Ende der Höhle liegt. Der Paradise Room ist eigentlich eine Fortsetzung des oberen Hauptganges. Das eingestürzte Material, das sich über eine Strecke von ungefähr 76 m ausdehnt, trennt ihn vom Teil des Hauptganges, der jenseits der Stelle liegt, wo die kommerzielle Führung endet. Der Gang vom Paradies Room zum Schlußsiphon ist ziemlich gleichmäßig und nur etwa 1,0 m breit und 0,3 bis 1,0 m hoch. Hornsteintrümmer bedecken den Boden. Das Paradise Crawl ist 805 m lang, so daß ein Höhlenerforscher, der zum Schlußsiphon und zurückkriecht, etwas mehr als 1,6 km auf allen vieren geht. Der stromabwärts gelegene Wassergang enthält Sinterdämme und manche blinde Höhlenfische (*Amblyopsis rosae*). Dieser Gang ist bis zu 183 m von der Quelle passierbar, die dem Little Sac River entlang fließt, wo der Höhlenstrom austritt.

Fantastic Caverns ist eine der wenigen Höhlen in den Ozarks, die man erforschen kann, während man noch den blauen Himmel über sich sieht. Die enge Schlucht, die sich von der Höhle zum Fluß ausdehnt, ist eigentlich eine gebrochene Höhle. Alte Fließsteinablagerungen, Auflösungstaschen und andere Höhlenercheinungen sind dieser Schlucht entlang zu finden. Die Höhle wird langsam durch die Erosion und den Einsturz zerstört. Eine beträchtliche menschliche Einwirkung auf die Höhle ist auch zu erkennen. Gerade südlich der Höhle liegt der Flugplatz von Springfield, wie auch ein Industriegelände. Das Abwasser der Fabriken, die auf dem Industriegelände stehen, ist im Quellenwasser der Höhle und in anderen lokalen Quellen entdeckt worden; es besteht vorwiegend aus Schwermetallen. Der Terrain um den Flugplatz ist eine Dolinenebene, die das seichte Grundwassersystem speist.

Dieser Teil der physiographischen Provinz vom Springfield Plateau enthält zahlreiche Höhlen. Die meisten haben sich, wie Fantastic Caverns, im Kalkstein der Burlington Formation gebildet. Die Gangstrecken in Fantastic Caverns weisen auf einen Grad der Spaltenkontrolle hin; die nordwestlichen und nordöstlichen Spaltengruppen überwiegen. Schichtungsflächen kontrollieren im großen Teil der Höhle die Decke.

Fantastic Caverns rühmt sich ihrer 1,6 km langen Führung mittels von Jeeps gezogenen Anhängern, wobei die Höhle beinahe jedem zugänglich gemacht wird. Ursprünglich betrat und verließ man die Höhle auf Führungen durch den vergrößerten natürlichen Eingang, aber, um sich den mit Butan getriebenen Jeeps anzupassen, wurde vor wenigen Jahren ein künstlicher Eingang hinzugebaut. Auf der Führung betritt man die Höhle durch den künstlichen Eingang und verläßt sie durch den natürlichen Eingang.

Kumulative Meilenzahl	Differenz	
222,8		Zurück zu Farm Road 94 fahren.
224,1	1,3	Die Kreuzung von Farm Road 125 und Farm Road 94. Rechts einbiegen und auf Farm Road 94 auf Hwy. 160 zufahren.
224,6	0,5	Die Kreuzung von Farm Road 94 und Farm Road 123. Links einbiegen und auf Farm Road 123 südlich fahren.
225,5	0,9	Die Kreuzung von Farm Road 123, Farm Road 106 und North Westgate Avenue. Rechts einbiegen und auf North Westgate Avenue südwestlich fahren.

226,1	0,6	Geradeaus und rechts sehen Sie Mono Industries und ihre Industrieabwasserlagune. Die Lagune entwässert direkt in eine Doline.
226,4	0,3	Die Kreuzung von North Westgate Avenue und Hwy. 160. Rechts einbiegen und auf Hwy. 160 nordwestlich fahren.
227,2	0,8	Die Kreuzung von Hwy. 160 und der gepflasterten Straße. Links einbiegen und auf der gepflasterten Straße in die Richtung von Springfield Airport südlich fahren.
227,7	0,5	Links und geradeaus sehen Sie die Industrieabwasserlagune von Litton Industries. Sie verursacht nicht nur einen Gestank, sondern diese Lagune, die in einer Karstsenkung liegt, verunreinigt auch das Grundwasser.
228,0	0,3	Der Parkplatz von Springfield Municipal Airport. Ende der Exkursion.

GUIDE POUR LES KARSTS ET GROTTES DU TENNESSEE:
EMPHASE SUR LA RÉGION DE L'ESCARPEMENT DU PLATEAU CUMBERLAND

Nicholas Crawford

Department of Geography and Geology
Western Kentucky University
Bowling Green, Kentucky, 42101, U.S.A.

et

GUIDE POUR LES GROTTES DE LA RÉGION DES
OZARKS DU MISSOURI ET DE L'ARKANSAS

Jerry D. Vineyard

Assistant State Geologist
Division of Geology and Land Survey
Missouri Department of Natural Resources
Rolla, Missouri, 65401; U.S.A.

Figure 1. Carte routière: Tennessee.....	2
Figure 2. Carte en relief du Tennessee.....	3
Figure 3. Carte des lieux des grottes du Tennessee.....	4
Figure 4. Modèle schématique du retrait des pentes le long de l'Escarpeement du Plateau Cumberland au Tennessee.....	6
Figure 5. Modèle schématique du développement d'une vallée karstique derrière l'Escarpeement du Plateau Cumberland.....	9
Figure 6. Carte topographique du centre du Plateau Cumberland au Tennessee.....	13
Figure 7. Région de développement de vallée karstique le long de l'Anticlinal Sequatchie.....	19
Figure 8. Profil de la structure géologique de l'Anticlinal Sequatchie.....	20
Figure 9. Développement de la Vallée Sequatchie.....	22
Figure 10. Carte géologique de Little Cove.....	24
Figure 11. Sections stratigraphiques à travers Little Cove.....	25
Figure 12. Hydrologie et géologie du Karst Snail Shell.....	29
Figure 13. Forme hydrologique et géologique du Karst Snail Shell.....	30
Figure 14. Colonne stratigraphique composée: Missouri et Arkansas.....	35
Figure 15. Carte routière: Missouri et Arkansas.....	36
Figure 16. Carte du Karst de Perryville.....	38
Figure 17. Carte du Réseau de Grottes Moore, Perry County, Missouri.....	41
Figure 18. Carte de West Plains-Grand Gulf Karst, Missouri.....	54

Guide pour les Karsts et Grottes du Tennessee:
Emphase sur la Région de l'Escarpeement du Plateau Cumberland

Introduction

Autrefois le milieu et une grande partie de l'est du Tennessee étaient recouverts par des strates épaisses de schistes, de grès et d'agglomérés du Mississipien supérieur. Son histoire géomorphique, au moins depuis le Mésozoïque moyen, consiste principalement en l'érosion de la roche de recouvrement. La roche de recouvrement sur de vastes étendues s'est complètement enlevée en laissant affleurer les calcaires chimiquement moins résistants. C'est seulement dans la région du Plateau Cumberland que la roche de recouvrement continue à protéger les calcaires sous-jacents d'une dissolution rapide (Figures 1 et 2).

Bien que le concept d'équilibre dynamique ne s'applique pas à toutes les zones, il semble bien s'appliquer dans les régions du Bassin Central du Tennessee, du Plateau Highland Rim Low, et du Plateau Cumberland. Les formes topographiques actuelles semblent être en accord avec les processus d'érosion actuels et avec le cadre géologique (Hack, 1966). Il est impossible de déterminer l'évolution des terrains selon la théorie d'équilibre dynamique puisqu'on ne peut pas être sûr des conditions climatiques d'autrefois ou même de l'ancien cadre géologique. Cependant, dans la région du Tennessee central on peut faire des conjectures sur la séquence d'événements menant à l'évolution de la topographie actuelle.

Selon le concept d'équilibre dynamique, la topographie actuelle s'est formée par l'abaissement continu de la surface, processus qui entraîne le retrait des pentes sur des couches de résistances différentes. Donc l'origine de l'ouest de l'Escarpeement du Plateau Cumberland s'associe probablement à l'enlèvement de la roche de recouvrement pennsylvanienne du Dôme de Nashville, une structure élevée le long du Cincinnati Arch. L'excavation du Dôme de Nashville a peut-être commencé au milieu de l'ère mésozoïque. Une fois que les grès pennsylvaniens résistants ont été enlevés par l'érosion de la partie centrale de la structure exposant les calcaires mississippiens sous-jacents, le retrait des pentes par le sapement avait commencé. Cette coupure d'une ancienne étendue ininterrompue a formé un escarpement et en conséquence s'est rétrécie dans toutes les directions à partir du dôme. L'érosion a continué en contre-bas et en dehors de la région du dôme afin de former une surface plane sur les roches mississippiennes inférieures plus chertiques et plus résistantes à l'érosion qui ont créé le sol du Bassin Central grandissant pendant la période crétacée supérieure (Miller, 1974).

Pendant les périodes tertiaire et quaternaire le Bassin Central actuel s'est formé après que l'érosion a tranché la Formation Fort Payne résistante en exposant les calcaires ordoviciens sous-jacents. Le creusement de la roche de recouvrement Fort Payne a produit l'Escarpeement Highland Rim qui recule à présent au fur et à mesure que le Bassin Central s'étend.

Le sapement des calcaires sous-jacents est principalement responsable des versants anguleux très raides au long des deux escarpements. A l'est du Bassin Central les cascades de la roche de recouvrement sont nombreuses parce que les cours d'eau créent des canyons dans les Plateaux Cumberland et Highland Rim Low. Les deux escarpements sont en retrait vers le sud-est sur le pendage qui part du Dôme de Nashville. Beaucoup de grottes associées aux deux endroits semblent s'être formées dans des conditions semblables. Néanmoins cette excursion concernera les karsts et les grottes de l'Escarpeement du Plateau Cumberland.

Le Plateau Cumberland du Tennessee est un plateau classique. La surface du plateau est recouverte de grès, d'agglomérés, et de schistes pennsylvaniens. La roche de recouvrement clastique pennsylvanienne est constituée de calcaires mississippiens qui sont beaucoup moins résistants à la dissolution. La différence de lithologie a eu comme résultat un escarpement d'environ 300 mètres.

Le long de l'escarpement ouest du Plateau Cumberland se trouve une zone un peu étroite mais importante de topographie karstique. Les grottes se trouvent en abondance dans cette région, la plupart des grandes grottes étant dans le Calcaire Monteagle près de la base de cet escarpement qui mesure 300 mètres de hauteur. La plaine avec des dolines à la base de l'escarpement mesure d'habitude de 10 à 15 km de large et correspond à la région des Calcaires chertiques St. Louis et Monteagle inférieur. Des représentations des emplacements des grottes du Tennessee comme celles de Barr (1961) et Matthews (1971)

montrent une haute concentration de grottes le long de deux lignes parallèles qui traversent l'état dans un axe nord-est/sud-ouest juste à l'est du centre du Tennessee (Figure 3). La ligne ouest des grottes correspond à l'escarpement ouest du Plateau Cumberland, tandis que l'autre correspond à l'escarpement du Plateau Highland Rim Low (Figures 1, 2, et 3). Dans les deux emplacements on trouve une relation semblable entre la roche de recouvrement essentiellement imperméable et résistante à l'érosion et les calcaires sous-jacents qui ont une faible résistance à l'érosion. Les grès et les agglomérés pennsylvaniens recouvrent les calcaires mississippiens sous-jacents le long de l'Escarpement du Plateau Cumberland tandis que la Formation Fort Payne mississippienne silicieuse recouvre les calcaires ordoviétiens le long de l'Escarpement Highland Rim (Figures 1 et 2).

Le long de l'escarpement Cumberland Plateau on trouve des exemples impressionnants des effets de la désagrégation et de l'érosion qui s'associent à l'enlèvement de la roche de recouvrement. La roche de recouvrement du Plateau Cumberland se détruit verticalement et horizontalement. L'érosion verticale de la surface du plateau vient de la désagrégation et de l'érosion chimiques et mécaniques, le matériau désagrégé étant enlevé par les cours d'eau et les sources qui descendent rapidement du plateau.

Le long de la bordure du plateau où affleurent les calcaires mississippiens sous-jacents, la roche de recouvrement est en train d'être érodée par le retrait des pentes. Les calcaires, étant très vulnérables à la dissolution chimique, s'érodent à une vitesse beaucoup plus grande que celle de la roche de recouvrement noncarbonatée du dessus ce qui donne un escarpement très raide. Le calcaire du bas de la pente s'érode rapidement, principalement à cause de la dissolution chimique, ce qui rend la raideur de la pente telle qu'elle dépasse son angle d'équilibre. Par suite, la roche de recouvrement du dessus descend la pente souvent sous forme d'éboulements de rochers gigantesques qui atteignent parfois 30 m³ à 300 m à la base de l'escarpement. Cette dissolution chimique rapide des calcaires inférieurs entraîne l'érosion mécanique de la roche de recouvrement pour retrouver temporairement l'angle d'équilibre. Donc, en sapant les retraits de l'escarpement, la roche de recouvrement est enlevée et la superficie du plateau est réduite.

En ce qui concerne le Plateau Cumberland, l'enlèvement de la roche de recouvrement par le retrait des pentes est encouragé par la nature quasi-imperméable de la roche de recouvrement elle-même. Les couches quasi-imperméables de la séquence de roche de recouvrement ont tendance à créer un niveau hydrostatique perché sur le Plateau Cumberland qui entraîne les cours d'eau à former des cascades sur les roches quand ils tombent des bordures du plateau sur les pentes calcaires en contre-bas. Une eau destructrice en ce qui concerne sa capacité à dissoudre le carbonate de calcium est donc versée directement sur les calcaires solubles du dessous. A cause de cette corrosion plus intensive, les cascades sur la roche de recouvrement ont mordu dans le plateau en créant des canyons presque verticaux et profonds de 200 m.

Il existe une forte corrélation entre l'enlèvement de la roche de recouvrement par le retrait des pentes et les réseaux de conduits karstiques. Les conduits karstiques comportent une nappe d'eau souterraine dans laquelle se perd un cours d'eau subaérien et une résurgence par laquelle le cours d'eau jaillit comme une source. Le débit du cours d'eau souterrain est augmenté d'habitude par de l'eau qui s'infiltré par les diaclases et par les plans de stratification, mais la grotte est principalement un conduit à travers lequel transite un cours d'eau souterrain depuis la nappe d'eau souterraine jusqu'à la résurgence. On postule que les conduits karstiques sont plutôt le résultat de l'envahissement souterrain des cours d'eau subaériens et que les deux phénomènes sont directement liés à l'enlèvement de la roche de recouvrement par le retrait des pentes.

Modèle Hypothétique de l'Envahissement Souterrain des Cours d'Eau, du Développement des Conduits Karstiques et du Retrait des Pentes le Long de l'Escarpement du Plateau Cumberland au Tennessee

La Figure 4 est un modèle schématique de la relation hypothétique entre le retrait des pentes et les réseaux de conduits karstiques le long de l'escarpement ouest du Plateau Cumberland. L'envahissement souterrain des cours d'eau se produit le long de la bordure de l'escarpement en retrait où les cours d'eau subaériens

partent du plateau de roche de recouvrement gréseux et schisteux et puis coulent sur le Calcaire Bangor. Le Calcaire Bangor comporte un degré important de perméabilité secondaire le long des diaclases et des plans de stratification. L'envahissement souterrain des cours d'eau se produit souvent au contact de schiste sur-jacent et de carbonate sous-jacent comme l'indique la Figure 4. A l'origine, le cours d'eau représenté par le diagramme a pu descendre l'escarpement comme un cours d'eau subaérien sur le Calcaire Bangor. L'envahissement souterrain du cours d'eau s'est produit lorsqu'une partie du cours d'eau coulait dans et à travers les diaclases et les plans de stratification du Bangor, en jaillissant en haut de la Formation Hartselle presque imperméable. Au fur et à mesure que le cours d'eau pénétrait le Bangor, la corrosion s'élargissait la route la plus efficace à travers les diaclases et les plans de stratification. Comme le conduit souterrain s'élargissait, de plus en plus du cours d'eau pénétrait jusqu'à ce que le cours d'eau entier dérive sous terre. Après l'expansion du conduit souterrain des alluvions ont commencé à parcourir le cours d'eau souterrain en s'élargissant encore plus la grotte par la corrosion, surtout pendant les inondations.

Le Grès Hartselle est une formation très résistante et quasi-imperméable; il est localement calcaire avec des lentilles de schiste en haut et en bas. Le Hartselle a tendance à être le niveau de base structural ou de contrôle pour les grottes avec des cours d'eau qui se forment dans le Calcaire Bangor sur-jacent. Les passages des grottes se forment le long du plan de stratification qui sépare le Calcaire Bangor du Hartselle. Cela se produira seulement si le pendage est incliné dans le sens de l'escarpement. Si le pendage n'est pas dans le sens de l'escarpement, le passage de la grotte se formera au dessus du point de contact Bangor-Hartselle sauf au point où le cours d'eau creuse le Hartselle. La formation Hartselle agit en couche de "déversement" et donc comme contrôle d'élévation pour le développement caverneux dans le Calcaire Bangor du dessus.

Là où les strates sont horizontales, le passage souterrain alterne son cours entre la diaclase et le plan de stratification dans le Calcaire Bangor, et la Formation Hartselle forme le sol de la grotte uniquement là où elle est creusée par le cours d'eau près où à l'endroit de la bordure de l'escarpement (Figure 4). Puisque le cours d'eau ne peut pas couler sur un plan parfaitement horizontal, ce qui serait le cas s'il coulait directement sur la Formation Hartselle horizontale, il établira sa pente la plus faible au dessus du Hartselle dans le Calcaire Bangor. Bien que le Hartselle reste à une élévation consistante comme l'escarpement en retrait, le point de contrôle (où le cours d'eau descend du Hartselle) se déplacera en amont. Cela obligera le cours d'eau à baisser son lit en creusant ou en érodant un passage inférieur. Dans presque tous les cas la Formation Hartselle imperméable contrôle l'élévation des grottes avec des cours d'eau dans le Calcaire Bangor.

La Formation Hartselle, qui résiste à l'érosion, forme d'habitude une terrasse structurale vers le milieu de l'escarpement. Ici on voit souvent la résurgence d'un cours d'eau destructrice venant de la roche de recouvrement comme le montre le modèle (Figure 4). Le cours d'eau coule pendant une courte distance à la manière d'un cours d'eau subaérien avant de descendre du Hartselle dans une doline ou un puits vertical qui s'est élargi dans le Calcaire Monteagle en dessous. Près de la base du Monteagle se trouvent des couches résistantes et relativement imperméables de chert et de schiste qui semblent être le contrôle de nombreux réseaux karstiques importants de cette formation. Les résurgences de beaucoup de ces cours d'eau souterrains se produisent près de la base du Calcaire Monteagle. Dans d'autres cas, cependant, les cours d'eau souterrains creusent ce contrôle et descendent dans le Calcaire St. Louis en jaillissant en haut des couches chertiques, schisteuses, ou dolomitiques. Le haut de la Formation Warsaw paraît être le contrôle le plus bas des cours d'eau souterrains du Calcaire St. Louis sur-jacent. Le Warsaw est un calcaire sableux et il comporte partout de minces zones de schiste. Il filtre à travers un grès et affleure souvent en forme de terrasse sableuse le long des cours d'eau majeurs à la base de l'escarpement. Par endroits, cependant, un calcaire relativement pur se trouve en haut de la Formation Warsaw et dans ces zones le contrôle est d'habitude à vingt mètres au dessous du haut du Warsaw. Donc, la résurgence à la base de l'escarpement se trouvera quelque part entre les Calcaires Monteagle inférieur et Warsaw supérieur. La résurgence se

situé normalement sur des strates imperméables et orientés contrairement aux cours d'eau subaériens qui montrent l'élévation du niveau hydrostatique à la base de l'escarpement. La capacité d'un cours d'eau souterrain à creuser plusieurs couches de contrôle en schiste et en chert dépend (1) de la variation stratigraphique dans l'épaisseur et la perméabilité des couches de contrôle, (2) de la grandeur du cours d'eau souterrain, (3) du point auquel les cours d'eau subaériens à la base de l'escarpement ont abaissé leurs lits.

Dans la Figure 4 la zone présentée comme plaine ayant des dolines commence à la base de l'escarpement en retrait et s'étend à l'extérieur pendant plusieurs kilomètres. Selon cette hypothèse, ceci est le produit de l'enlèvement de la roche de recouvrement par le retrait des pentes et c'est ce qui reste lorsque l'escarpement rétrécit. Les calcaires de la plaine avec des dolines sont recouverts principalement d'un manteau superficiel de débris et d'alluvions et de colluvions quaternaires qui sont beaucoup moins solubles que les carbonates sous-jacents. Le manteau de débris consiste en une matière résiduelle provenant de la désagrégation des Calcaires Monteaule inférieur et St. Louis qui comportent un pourcentage important de matières non-calcaires. De plus, des étendues d'alluvions et de colluvions quaternaires recouvrent la plaine avec des dolines. C'est principalement le matériau de la roche de recouvrement qui a été laissé à la base de l'escarpement. Il est fait d'argile, de vase, et de sable à grains gros ou moyens avec de très gros grains de quartz et des cailloux de quartz arrondis. De petites grottes dendritiques marquent l'environnement hydrologique souterrain de la plaine avec des dolines, les grottes dendritiques étant alimentées par infiltration et par des ruisseaux courts et éphémères qui coulent à partir du manteau de débris qui recouvre la plaine après des averses importantes. L'eau destructrice de ces cours d'eau qui se perdent joue probablement un rôle majeur dans le développement des grottes plutôt petites de cette région. La plaine avec des dolines s'abaisse à cause de l'érosion verticale associée à la corrosion le long de l'interface du débris du soubassement et à cause de l'effondrement des dolines dans les nombreux petits ruisseaux qui constituent la plaine (Crawford, 1979a).

Modèle Hypothétique de l'Envahissement d'un Cours d'Eau Souterrain et du Développement des Vallées Karstiques Derrière l'Escarpement du Plateau Cumberland au Tennessee

Les strates qui longent l'escarpement en retrait du Plateau Cumberland sont rarement horizontales. Là où le pendage local est dans le sens de l'escarpement, l'enlèvement de la roche de recouvrement est souvent accéléré par un type spécial d'envahissement souterrain des cours d'eau qui se produit souvent à plusieurs kilomètres derrière l'escarpement en retrait. La Figure 5 (Figures 5A à 5I) est un schéma hypothétique de l'envahissement souterrain d'un cours d'eau et du retrait d'une pente quand ils se produisent dans des régions qui sont structurellement élevées comme un anticlinal faible près de l'escarpement en retrait. L'explication suivante accompagne la séquence temporelle illustrée dans les Figures 5A à 5I.

(A) Les calcaires sous-jacents sont protégés par la roche de recouvrement. L'envahissement souterrain d'un cours d'eau s'est produit près du milieu de l'escarpement en retrait.

(B) La désagrégation et l'érosion par le cours d'eau qui s'encaisse ont abaissé la roche de recouvrement en exposant le Calcaire Bangor en haut de l'anticlinal. L'envahissement du cours d'eau a commencé lorsque l'eau très destructrice du cours d'eau commence à couler dans et à travers les diaclases et les plans de stratification du calcaire. A mesure que les diaclases et les plans de stratification s'élargissent graduellement par un processus de dissolution, de plus en plus le cours d'eau dérivera dans le réseau de conduits souterrains. La corrosion deviendra un facteur dans l'élargissement de la grotte quand des charges suspendues et des alluvions se mettent à transiter le réseau.

(C) L'envahissement souterrain du cours d'eau est achevé; le cours d'eau subaérien coule maintenant dans une grotte de conduits développés. Le cours d'eau jaillit à une source en haut de la Formation Hartselle imperméable qui est résistante à l'érosion. Dans ce cas, le Hartselle forme le sol de la grotte et son pendage détermine la pente du cours d'eau, puisque la grotte s'est formée le long du plan de stratification entre les Calcaires Hartselle et Bangor.

Une vallée karstique s'est formée là où le Calcaire Bangor a affleuré. Une dissolution chimique rapide a baissé le taux de calcaire dans la roche de recouvrement alentour et a créé un large creux. De plus, le retrait de la pente par sapement a augmenté le diamètre du creux. Le sol de la vallée karstique est recouvert d'alluvions qui proviennent du dépôt des inondations fréquentes.

Pendant les inondations la vallée peut être remplie par un lac pendant plusieurs jours avant que le réseau karstique puisse absorber toute l'eau de surplus. Le passage horizontal de la grotte au niveau des alluvions représente un déversoir des eaux d'inondation creusé par de nombreuses inondations.

(D) La vallée karstique s'est érodée jusqu'à la Formation Hartselle résistante. La progression de l'affaissement sera lente mais la vallée continuera sa croissance diamétrique par le retrait des pentes. La Formation Hartselle résistante et imperméable constitue maintenant la roche de recouvrement pour le Calcaire Mont-eagle sous-jacent.

(E) Le Hartselle a été creusé par le cours d'eau et l'envahissement souterrain du cours d'eau se répète.

(F) L'envahissement souterrain du cours d'eau est maintenant achevé. Le réseau karstique original qui s'est formé en haut de la Formation Hartselle est maintenant un conduit de cours d'eau souterrain abandonné, une grotte sans cours d'eau.

(G) La vallée karstique s'est érodée jusqu'à la Formation Warsaw résistante qui est essentiellement imperméable.

(H) A gauche du diagramme, la roche de recouvrement a été complètement enlevée par l'érosion verticale et le retrait des pentes. remarquez que sans la roche de recouvrement protectrice le Calcaire Bangor a été rapidement érodé, principalement par l'érosion verticale.

(I) Le Calcaire Bangor recouvrant la cime arrondie de la montagne isolée dans la Figure 5H a été complètement enlevé à présent. La Formation Hartselle résistante recouvre maintenant ce qui est en effet une mesa. Eventuellement les massifs éloignés disparaîtront et l'Escarpement du Plateau Cumberland se rétrécira à une vitesse beaucoup plus grande à cause de l'envahissement souterrain des cours d'eau et du développement des vallées karstiques derrière l'escarpement (Crawford, 1979a et 1979b).

Modèle Hypothétique de la Relation Entre l'Envahissement Souterrain des Cours d'Eau, le Retrait des Pentes, la Morphologie Superficielle, l'Hydrologie Souterraine, le Développement des Conduits Karstiques, la Structure et la Stratigraphie le Long de l'Escarpement du Plateau Cumberland

1. Les conduits karstiques se forment par l'envahissement souterrain des cours d'eau le long des retraits qui sont produits par une érosion chimique plus rapide des roches carbonates du dessous.

2. L'envahissement a lieu au point de contact entre la roche de recouvrement imperméable et le calcaire sous-jacent lorsque les cours d'eau subaériens descendent l'escarpement.

3. L'envahissement par un cours d'eau subaérien se fait quand l'eau destructrice d'un cours d'eau commence à transiter par les diaclases et les plans de stratification vers une résurgence à la base de l'escarpement.

4. Après que l'eau destructrice a élargi le conduit souterrain par dissolution, les charges en suspension et les alluvions du cours d'eau envahissant sont transportées par le conduit en élargissant la grotte encore plus par corrasion.

5. Les érosions chimique et mécanique s'accroissent beaucoup au période d'inondation quand les eaux de ruissellement destructrices ajoutent un plus grand pourcentage de la charge totale qui entre dans les grottes à travers les avens.

6. Les grottes sont élargies presque exclusivement par l'eau qui arrive par les avens et par les puits verticaux de l'aquifère de la roche de recouvrement clastique. Des deux types d'alimentation diffuse, par le puits et par infiltration, seule le puits permet à l'eau de détruire le carbonate de calcium quand elle entre dans l'environnement de la grotte. L'eau du puits vertical tombe directement de la roche de recouvrement sur le calcaire sous-jacent par des diaclases qui se sont ouvertes à cause de la décompression près de la bordure de l'escarpement. L'eau provient de l'aquifère de la roche de recouvrement clastique qui entre dans les grottes par les avens. Les cours d'eau souterrains alimentés par les puits verticaux forment des grottes à conduits d'une façon semblable à celle des cours d'eau souterrains alimentés par les avens. Cependant, l'importance des eaux de crue et de la corrasion est probablement moindre, et cela peut expliquer les dimensions réduites des diagonales de la plupart de ces grottes.

7. Quand l'eau d'infiltration passe à travers le sol elle devient très destructrice à cause du pourcentage élevé d'acide carbonique dans le sol. Il dissoud d'importantes quantités de calcaire à l'interface des débris et du soubassement. Cependant, cette eau destructrice se sature entièrement ou presque entièrement au contact initial avec le calcaire et par conséquent elle dissoud très peu de carbonate de calcium en s'infiltrant dans les diaclases et les plans de stratification. Lorsque l'eau d'infiltration entre dans l'atmosphère de la grotte où la teneur en acide carbonique est légère, presque comme dans l'atmosphère normale, elle perd de l'acide carbonique et par la suite devient sursaturée en carbonate de calcium. Donc, l'eau d'infiltration, bien qu'elle soit capable de dissoudre des quantités importantes de calcaire à l'interface des débris et du soubassement et qu'elle puisse le transporter par les diaclases et les plans de stratification jusqu'aux cours d'eau, ne joue pas un rôle important dans l'élargissement des réseaux de conduits karstiques eux-mêmes. Il est tenu néanmoins comme le processus le plus important dans la karstification générale des strates calcaires sous-jacentes le long de l'escarpement et il influence beaucoup le retrait de l'Escarpement du Plateau Cumberland.

8. Un cours d'eau souterrain prend une route en "marches d'escalier" en descendant l'escarpement à cause de la présence de couches résistantes et presque imperméables de schiste, de grès, de chert, et même de dolomite et de calcaire.

9. Ces strates résistantes imperméables tendent à agir comme contrôles ou comme niveaux de base pour le développement des grottes.

10. Les strates imperméables ne créent pas de niveaux hydrostatiques perchés (dans le sens d'une nappe horizontale continue d'eau) mais elles contrôlent l'élévation des cours d'eau souterrains individuels.

11. Normalement les cours d'eau souterrains descendent sur des strates résistantes et imperméables. (Mais pas toujours parce qu'une couche imperméable peut toujours fonctionner comme contrôle ou "niveau de déversement" pour un cours d'eau souterrain même quand il coule contre le pendage.)

12. Les cours d'eau souterrains ne suivent que rarement le véritable pendage des strates; ils coulent quelque part entre le véritable pendage et la direction des strates. La vraie route suivie par l'eau souterraine sur le pendage (et le développement conséquent des grottes) est fortement influencée par la nature des diaclases.

13. Des cascades souterraines érodent les puits verticaux où les cours d'eau souterrains franchissent les couches imperméables.

14. Le développement d'une plaine avec des dolines à plusieurs kilomètres de largeur où le relief s'érode verticalement suit souvent l'escarpement en retrait. Elle provient de calcaires près de la base de l'escarpement qui contiennent de hauts pourcentages de matériaux moins solubles. A mesure que ces calcaires se désagrègent, ils forment un recouvrement épais de débris qui protègent (Figure 6).

15. Dans les régions de structure plissée et même dans les régions de structure presque horizontale où l'on trouve une zone de surélévation (comme un anticlinal léger), un type spécial d'envahissement de cours d'eau souterrain peut se produire derrière l'escarpement en retrait. Si la pente du cours d'eau du plateau est moindre que celle de la zone de surélévation, le cours d'eau peut creuser la roche de recouvrement en pénétrant le calcaire sous-jacent à plusieurs kilomètres derrière l'escarpement. Un grand creux karstique qui s'appelle une vallée karstique sera formé avec un diamètre de plusieurs kilomètres et entouré de la roche de recouvrement (Crawford, 1980a).

ITINERAIRE

1er Jour: De Bowling Green, Kentucky à Cumberland Caverns, Tennessee
Logement à Sparta

Distances

Cum. (miles) Diff.

0		L'excursion commencera à Western Kentucky University à Bowling Green.
6,0	6,0	
6,0		Croisement de I-65 et Green River Parkway. Allez vers le sud sur I-65 vers Nashville.
26,6	20,6	
26,6		La frontière du Tennessee.
44,3	17,7	
44,3		Vous commencez à descendre du Plateau Highland Rim Low dans le Central Basin (Bassin Central) du

milieu du Tennessee. Le Highland Rim est un haut-plateau onduleux qui entoure le Central Basin qui a une altitude de 122 m de moins. Après être descendu du versant cuesta très raide, nous parcourirons le Central Basin pendant 121 km avant d'escalader l'escarpement est du côté opposé. Le Central Basin a été créé par l'excavation du Nashville Dôme (Dôme de Nashville), zone de sur-élévation structurale le long du Cincinnati Arch (l'Arc de Cincinnati) qui s'oriente selon une ligne nord-est/sud-ouest. La Formation Fort Payne est la roche de recouvrement qui soutient l'escarpement très raide du Highland Rim. Le Fort Payne est d'une roche silicieuse (qui consiste en silice fragmentée précipitée et/ou vaseuse) et en schiste argileux. Il est légèrement calcaire et présente des bandes et des rognons de chert. Le Fort Payne est constitué d'un schiste carbonifère mince d'âge dévonien, le Schiste Chattanooga, et le calcaire ordovicien du Central Basin. Des cascades descendent de la roche de recouvrement là où les cours d'eau subaériens tombent de la Formation Fort Payne. Sous la terre dans les calcaires ordoviciens, des puits verticaux et les conduits karstiques dirigent l'eau du haut de l'escarpement jusqu'aux sources près de sa base. Les grottes sont surtout nombreuses le long de l'escarpement est, plus élevé.

- 61,4 17,1 Au croisement prenez la voie gauche sur I-24. Suivez I-24 en passant par Nashville vers Murfreesboro.
- 96,1 34,7 Sortez à la Sortie 81B d'I-24 à Murfreesboro et allez vers le nord sur la Route 231.
- 98,3 2,2 Tournez à droite (est) au feu rouge sur la Route 70 South (sud) et la Route 41.
- 98,8 0,5 Tournez à gauche (est) sur Mercury Road au feu rouge et allez vers McMinnville sur la Route 70 South.
- 108,5 9,7 Voici des collines isolées du Highland Rim, recouvertes de la Formation Fort Payne.
- 119,4 10,9 Commencez l'ascension de l'escarpement est du Highland Rim.
- 119,9 0,5 La roche noire-verâtre de 8 m d'épaisseur dans la percée est le Schiste Chattanooga. Au dessus de ce schiste bitumineux se trouve la roche de recouvrement Fort Payne.
- 120,8 0,9 Voici le haut de l'escarpement. Remarquez la terra rossa chertique exposée dans les percées de la route comme vous traversez le Plateau Highland Rim Low.
- 136,6 15,8 Tournez à gauche sur la Route 70 "South By-Pass" (l'autoroute de ceinture vers le sud) qui évite McMinnville et continuez sur la Route 70 South vers Sparta.
- 143,3 6,7 Triangle Junction. Croisement de la Route 70 South et la Route 30. Tournez à droite sur la Route 30 et puis tournez immédiatement à droite sur Shellsford Road et suivez les indications qui mènent à Cumberland Caverns. Nous traversons la plaine avec des dolines à la base du Plateau Cumberland comme nous nous approchons de Cardwell Mountain (la Montagne Cardwell), une montagne isolée du plateau.

Arrêt No. 1: Cumberland Caverns

Cumberland Caverns comporte le réseau karstique le plus long du Tennessee avec plus de 45 km de passages répertoriés. Il est aussi bien connu pour ses grandes salles. Le "Hall of the Mountain King" (la Galerie du Roi de la Montagne) est long de 183 m, large de 46 m et haut de 46 m. Le "Grand Hall" (la Grande Galerie) est long de 152 m, large de 46 m, et haut de 12 m. Le "Devil's Quarry" (la Carrière du Diable) est long de 152 m, large de 38 m, et haut de 9 à 24 m. Le "Waterfall Room" (la Salle de la Cascade) est long de 91 m, large de 61 m, et haut de 24 m.

La grotte est admirablement ornée de grandes concrétions en carbonates de calcium. Le "Monument Pillar" (le Pilier du Monument), une stalagmite d'un blanc pur de 5 m de hauteur avec de gros cristaux de calcite incrustés à sa surface et un gour vert à sa base, peut très bien être "la concrétion la plus belle" comme dit la publicité. De belles concrétions délicates en sulfate de calcium comme par exemple les fleurs de gypse, les cheveux d'ange, et les aiguilles de gypse ornent quelques uns des passages plus secs et moins accessibles.

Cumberland Caverns est une vieille grotte qui s'est évidemment formée pendant une période où le milieu hydrogéologique différait considérablement de celui de nos jours. Cette grotte s'est formée dans le Calcaire Monteagle et ses passages principaux se dirigent vers le nord-nord-est sous la terrasse du Grès Hartselle le long des versants sud de Cardwell Mountain, un massif isolé du Plateau Cumberland. On pense que Cumberland Caverns a été formé par des cours d'eau souterrains à la façon d'autres grandes grottes le long de l'escarpement du Plateau Cumberland. Il faut se rendre compte néanmoins de la nature très conjecturale de cette hypothèse. Le Collins River (la rivière Collins) avoisinant est maintenant à 46 m au dessous du niveau de la grotte et la mise en évidence de routes suivies par d'anciens cours d'eau souterrains a été empêchée par des éboulis et des sédiments fluviaux.

Distances Cum.	Diff.	
151,10	0,00	Rebroussez chemin à Triangle Junction et tournez à droite (nord) sur la Route 70 South vers Sparta.
171,80	20,70	Tournez à gauche (nord) sur la Route 111.
173,20	1,40	Tournez à droite (est) sur la Route 70 vers Sparta.
173,6	0,40	Logement à Tennessee Motel sur votre droite.
<u>2ème Jour: De Sparta, Tennessee à Fall Creek Falls State Park, Tennessee</u>		
0	0,00	Commencez l'itinéraire au croisement des Routes 111 et 70S. Prenez la 111 sud. Vous traverserez la plaine avec des dolines en allant vers le sud au départ de Sparta. L'escarpement du Plateau Cumberland est à votre gauche (est).
2,00	2,00	Traversez Calfkiller River.
4,40	2,40	Au carrefour, tournez à gauche sur le "county road" (route cantonale) pavé et allez vers l'est.
4,50	0,10	Continuez sur la route principale (gauche) au croisement.
5,50	1,00	Tournez à droite sur Hickory Valley Road et allez vers l'est.
6,35	0,85	Tournez à gauche au croisement et allez vers l'est.
9,00	2,65	Tournez à gauche au croisement et allez vers l'est.

10,75	1,75	Traversez Hickory Valley Branch (maintenant à gauche de la route quand vous montez la route vers Lost Creek Cove).
11,05	0,30	Vue de l'Escarpement du Plateau Cumberland à gauche.
11,75	0,70	Le haut de la colline. Commencez une descente graduelle. <u>Vous êtes maintenant dans Lost Creek Cove (gorge).</u>
12,35	0,60	Le petit cours d'eau qui coule dans la grande doline à gauche creuse la Formation Hartselle et entre dans le Calcaire Monteagle sous-jacent. Cette eau ne coule pas dans Lost Creek.
12,85	0,50	Tournez à droite (si vous continuiez tout droit vous verriez la partie Dog Branch de Lost Creek Cove).
13,20	0,35	Vue amont de Lost Creek à gauche. Un affleurement du Calcaire Bangor à droite.
14,10	0,90	Traversez Lost Creek. L'eau remonte en amont de ce pont quand la gorge a été inondée.
14,20	0,10	Remarquez les gros galets en grès à gauche--évidence d'un éboulement précédent.
14,50	0,30	La route pavée devient empierrée. Les rochers en grès à droite sont tombés de l'escarpement à cause du sapement du Calcaire Bangor faible et du Schiste Pennington faible qui se trouvent sous des rochers de recouvrement gréseux.
14,70	0,20	Garez-vous au bord de la route et passez par la porte de la clôture pour voir l'aven de Lost Creek qui se trouve à 200 m à droite de la route.

Arrêt No. 2: Lost Creek Cove

Des traçages du réseau de drainage souterrain de Lost Creek ont révélé que Lost Creek (le Ruisseau Perdu), après s'être perdu à l'extrémité sud de la gorge, s'écoule vers le sud-est pendant un kilomètre jusqu'à une résurgence à la grotte Upper Dodson (Dodson Supérieur) qui se trouve directement en dessus de la Formation Hartselle. Ensuite le cours d'eau tombe de la Formation Hartselle dans une doline d'effondrement dans le Calcaire Monteagle sous-jacent. Après, il descend une piste en forme de marches d'escalier à travers le Calcaire Monteagle, comme l'indique la cascade de la Grotte Lost Creek. De là l'eau descend petit à petit jusqu'à la base du Calcaire St. Louis en pénétrant alternativement des couches résistantes de schiste ou de chert pour arriver à une résurgence finale directement au point de contact St. Louis-Warsaw.

Une comparaison des topographie, stratigraphie, structure, et drainage souterrain dans la région de Lost Creek Cove a révélé une ressemblance remarquable avec le modèle hypothétique (Figure 5). Des levés géologiques ont confirmé la présence d'une zone de surélévation structurale sous Lost Creek Cove et des traçages ont révélé un réseau de drainage souterrain pareil à celui du modèle.

Autrefois Lost Creek coulait apparemment sur la roche de recouvrement en tombant d'un dôme structural vers Dry Creek, en suivant une route superficielle jusqu'à la rivière Caney Fork. Après avoir abaissé son lit jusqu'à une altitude d'environ 396 m, le cours d'eau a rencontré le Calcaire Bangor quelque part derrière l'Escarpement du Plateau Cumberland. L'envahissement du cours d'eau souterrain a commencé alors que l'eau commençait à couler dans et à travers les diaclases et les plans de stratification du Calcaire Bangor jusqu'à une résurgence sur le Caney Fork River à la base de l'escarpement. Depuis ce temps-là Lost Creek Cove a augmenté en largeur et en profondeur en devenant une grande vallée karstique complètement entourée de rochers non-carbonates.

Autrefois un affluent superficiel qui coulait du nord-ouest vers le sud-est devait rejoindre Lost Creek au centre de la gorge. A la différence de l'embranchement Dog Cove dans l'est de Lost Creek Cove, cet embranchement ne comporte pas de cours d'eau. Apparemment cet affluent s'écoule sous la terre parce que la Formation Hartselle a été creusée dans trois endroits. Un petit cours d'eau s'écoule dans chacune de ces dolines à présent. Lost Creek pourrait même creuser la Formation Hartselle imperméable en formant un conduit souterrain à travers le Calcaire Monteagle. Donc, dans l'avenir on croit que la gorge de Lost Creek deviendra une vallée karstique encore plus grande et plus profonde dont le fond sera la Formation Warsaw résistante. Dans un avenir plus lointain Lost Creek Cove cessera d'être une vallée karstique au fur et à mesure que l'Escarpeement en retrait du Plateau Cumberland s'étend (Crawford, 1979a et 1980b).

Distances Cum.	Diff.	
14,75	0,05	En amont sortez de Lost Creek Cove. Gros rocher en grès à gauche.
14,85	0,10	Franchissez un col. Vous êtes maintenant sorti de Lost Creek Cove.
14,95	0,10	Comme vous descendez l'Escarpeement du Plateau Cumberland, remarquez les nombreux rochers en grès pennsylvanien et en conglomérat qui se sont détachés et qui sont tombés sur des schistes et carbonates mississippiens.
15,25	0,30	Garez-vous sur le bord droit de la route en laissant assez de place pour le passage des voitures. Remarquez les deux petites sources perchées sur la Formation Hartselle, l'une à gauche et l'autre à droite de la route.

Arrêt No. 3: Lost Creek Cave

Prenez la piste qui mène jusqu'au fond de "Lost Creek Sink" (la Doline de Lost Creek). Lost Creek Sink est un effondrement massif qui s'est produit là où Lost Creek (qui s'est perdu dans Lost Creek Cove) tombe de la Formation Hartselle. Lost Creek remonte de la grotte Upper Dodson puis il coule pendant 75 m en étant perché sur la Formation Hartselle et puis il tombe de 25 m dans Lost Creek Sink. Il se perd dans le Calcaire Monteagle à la base de la cascade. Lost Creek peut se revoir dans Lost Creek Cave (la grotte de Lost Creek) puisqu'il tombe dans une cascade souterraine de 20 m. L'entrée de la grotte de Lost Creek est directement en face de la cascade au fond de la doline. Si vous voulez, vous pouvez vous promener pendant 700 m dans la grotte pour voir la cascade souterraine. Lost Creek coule dans un siphon à l'arrière de Lost Creek Cave. On l'a répertorié aux Pools (les mares) et puis à Island Spring (la Source de l'Ile) à côté de Caney Fork River à la base de l'escarpement.

15,35	0,10	Vous êtes maintenant directement au dessus de l'entrée de Lost Creek Cave. La cascade de Lost Creek se trouve en face.
15,45	0,10	Fin de Lost Creek Sink. Descendez l'escarpement le long de Dry Creek Valley.
17,30	1,85	Tournez à droite. Le chemin pour Jeeps tout droit mène au lit asséché de Caney Fork River.
17,40	0,10	Traversez Dry Creek.
18,30	0,90	Traversez Caney Fork River à "The Pools". En période de sécheresse (l'été et l'automne), le Caney Fork River entier se perd et s'écoule sous la terre à travers un nouveau lit souterrain ce qui fait que le lit normal soit sec en aval pendant 7 km. La rivière remonte à The Pools mais elle reprend son cours souterrain jusqu'à une résurgence finale à Island Spring.

18,40	0,10	Les rochers en grès à gauche dans la percée proviennent d'un éboulement qui s'est fait avant le retrait de l'escarpement à son emplacement actuel.
18,45	0,05	Le "farm road" (route rurale) à droite mène à The Pools.
19,80	1,35	Traversez Caney Fork River qui est à un mile en aval d'Island Spring.
20,35	0,55	Faites un tournant brusque à droite sur la route empierrée juste après la maison à votre droite. Continuez vers le nord.
21,80	1,45	Tournez à gauche au croisement et garez-vous.

Arrêt No. 4: Island Spring

Island Spring, la résurgence finale de l'eau de Lost Creek Cove et du Caney Fork River souterrain, se trouve à 700 m au sud. Wallace Creek Spring, la résurgence de Hickory Valley Branch, se trouve aussi à cet arrêt.

22,75	0,95	Point de contact Hartselle-Monteagle.
22,80	0,05	Route empierrée. Vous êtes maintenant en haut d'un mesa recouvert de la Formation Hartselle et d'un peu du Calcaire Bangor. Ceci est un massif isolé du Plateau Cumberland.
24,00	1,20	Commencez une descente très rapide de l'autre côté du mesa.
24,85	0,85	Traversez Hickory Valley Branch et tournez à droite au croisement. Continuez vers le nord.
25,50	0,65	Tournez à gauche (ouest) au croisement. A gauche vous avez une jolie vue sur Hickory Valley.
26,10	0,60	Tournez à gauche (ouest) au croisement. (On voit des boîtes à ordures en métal au milieu du croisement.) Nous sommes maintenant revenus à notre point de départ de la région de Hickory Valley et de Lost Creek Cove.
27,40	1,30	Tournez à droite et allez vers le nord--si vous arrivez à un embranchement vous avez raté le bon tournant à droite. Rebroussez chemin.
29,65	2,25	Tournez à droite au croisement et allez vers l'est. Sparta Country Club à droite.
30,70	1,05	Vous partez de la plaine avec des dolines et vous montez l'Escarpement du Plateau Cumberland.
30,75	0,05	Point de contact Monteagle-Hartselle.
30,95	0,20	Tournez à droite sur la Route 70 South. Parc situé au bord de la route.
31,15	0,20	Calcaire Bangor des deux côtés de la route.
31,30	0,15	Formation Pennington des deux côtés de la route. Nous sommes arrivés à la roche de recouvrement clastique qui protège le Plateau Cumberland.
32,40	1,10	Serrez à gauche et arrêtez pour jouir du panorama de l'escarpement de la plaine avec des dolines, des mesas isolés à gauche, et de la roche de recouvrement en grès à droite. Reprenez la route. Ceci n'est qu'une pause, ce n'est pas un arrêt. Allez à Crossville sur la Route 70 South.

	14,80	
47,20		Traversez les eaux de source de Caney Fork River.
	6,00	
53,20		Vous voyez à droite une indication qui dit "Crossville City Limit".
	0,70	
53,90		Tournez à droite sur la Route 70 (West Street).
	1,50	
55,40		Tournez à gauche sur Lantana Road.
	0,05	
55,45		Feu rouge--tournez à droite sur la Route 127 (South Main Street).
	3,50	
58,95		Tournez à droite au croisement. Allez vers le sud sur la Route 127.
	0,80	
59,75		Cumberland Mountain State Park. Entrée à droite.
	8,80	
68,55		Commencez à descendre dans la Vallée Sequatchie. Le pendage raide des strates exposées dans les percées de la route s'associe à la faille de chevauchement de la Vallée Sequatchie.
	1,80	
70,35		Tournez à gauche sur la route pavée cantonale.
	1,60	
71,95		Tournez à gauche au croisement et allez vers le nord.
	0,90	
72,85		Tournez à gauche au croisement et allez vers le nord.
	2,00	
74,85		Traversez le Sequatchie River.
	1,30	
76,15		Traversez le Sequatchie River et remontez la Vallée Devilstep.
	0,40	
76,55		Tournez sur le chemin de terre (c'est plutôt une piste pour Jeeps).
	0,30	
76,85		Tournez à gauche dans un champ, suivez la route de ferme pendant 100 m et gardez-vous. De là nous irons à pied une courte distance jusqu'à la Source Sequatchie (Head of Sequatchie Spring), puis jusqu'à la Source Haute Sequatchie (Head of Sequatchie High Water Spring), puis jusqu'à l'entrée de Devilstep Hollow Cave (la Grotte de la Gorge Devilstep). Prenez une torche si vous voulez voir où remonte l'eau de Grassy Cove dans Devilstep Hollow Cave (ce n'est qu'à 100 m de la grande entrée à la grotte). A partir de Devilstep Hollow Cave le cours d'eau de Grassy Cove coule sous la terre pour remonter jusqu'au Head of Sequatchie Spring et, en période de crue, jusqu'au Head of Sequatchie High Water Spring.

Arrêt No. 5: Sequatchie - Head of Sequatchie Springs

Grassy Cove est drainé par Cove Creek qui s'écoule dans Mill Cave (la Grotte du Moulin) au côté nord-ouest de la gorge. D'ici le cours d'eau prend une route souterraine sous Brady Mountain jusqu'à une grande source à l'amont de la Vallée Sequatchie à 11 km au sud-ouest (Figure 7). Cette source marque le commencement du Sequatchie River et se nomme donc le "Head of Sequatchie".

Au sud-ouest de Grassy Cove se trouve une autre forme physiographique impressionnante, la Vallée Sequatchie (Figure 7). La vallée est profondément creusée sur une largeur d'environ 6 à 8 km avec un sol de 400 à 500 m au dessous du Plateau Cumberland. Les versants abrupts de chaque côté du canyon s'étendent sur une ligne presque droite en creusant le plateau du sud pendant 90 km. C'est l'exemple type de la vallée anticlinale qui s'est formée le long de l'Anticlinal Sequatchie. L'Anticlinal Sequatchie est un anticlinal provenant d'une faille de chevauchement et il représente une continuation des structures de vallée et de crête dans la Province des Plateaux Appalachiens (Figure 8).

L'histoire géomorphique de la Vallée Sequatchie est celle d'une montagne anticlinale qui s'est changée en vallée anticlinale. La montagne anticlinale existe toujours le long de la partie la plus au nord de l'Anticlinal Sequatchie au nord de Crab Orchard Cove. Entre la montagne anticlinale et l'amont de la vallée Sequatchie se trouve une zone longue de 20 km qui représente la transition entre la montagne et la vallée (Figure 7). Ceci est une région de vallées karstiques connues localement sous le nom de "coves". Dans cette région il y a six exemples majeurs de développement de vallées karstiques. Du nord au sud les vallées karstiques majeures sont: 1) Crab Orchard Cove, 2) McClough Hollow, 3) Bat Town Cove, 4) Little Cove, 5) Grassy Cove, et 6) Swagerty Cove.

Dans cette région les cours d'eau sur la roche de recouvrement qui plongent de l'Anticlinal Sequatchie sont dérivés sous la terre dans les calcaires sous-jacents lorsqu'ils pénètrent la roche de recouvrement. Le retrait des versants par le sapement continue tout autour de la site de l'envahissement initial. De grandes vallées karstiques résultent de cet envahissement souterrain et il semble apparent qu'un développement de vallées karstiques a joué et continue à jouer un grand rôle dans la transformation des montagnes anticlinales en vallées anticlinales ce qui influe sur l'avance amont rapide de la Vallée Sequatchie le long de l'Anticlinal Sequatchie.

En assimilant les vallées karstiques la Vallée Sequatchie fait des progrès en amont sur l'Anticlinal Sequatchie du sud-ouest vers le nord-ouest (Figure 9). La montagne anticlinale se réduit d'abord à des vallées karstiques parce que les cours d'eau subaériens dérivent sous la terre et finalement les vallées karstiques forment un tout dans la Vallée Sequatchie même à mesure qu'elle fait des progrès. L'épaisseur croissante de la roche de recouvrement pennsylvanienne du sud-ouest au nord-est a joué un rôle important dans la formation des vallées karstiques d'une façon séquentielle du sud-ouest au nord-est en avant de la Vallée Sequatchie. Les strates pennsylvaniennes qui recouvrent le Plateau Cumberland entier augmentent leur épaisseur du sud-ouest au nord-est; cette augmentation s'applique aussi à l'Anticlinal Sequatchie qui a la même lithologie que le plateau qui l'entoure. Donc il a fallu de plus en plus de temps pour que les cours d'eau descendant de l'anticlinal creusent la roche de recouvrement pennsylvanienne dans une direction sud-ouest au nord-est. Si la roche de recouvrement le long de l'anticlinal avait été de la même épaisseur du sud-ouest et au nord-est, les cours d'eau l'auraient creusée en même temps tout le long de l'anticlinal, et ce développement séquentiel des vallées karstiques du sud-ouest vers le nord-est n'aurait pas eu lieu. Cependant cela ne semble pas avoir été le cas. Au contraire, le développement des vallées karstiques a progressé sur l'anticlinal du sud-ouest étant suivi par l'avance amont de la Vallée Sequatchie (Figure 9) (Crawford, 1979b et 1980a).

	0,30	
77,15		Retournez à la route pavée et tournez à droite. Continuez vers l'amont de la Vallée Devilstep.
	2,30	
79,45		Voici le haut de l'escarpement.
	2,40	
81,85		Traversez Daddy's Creek. Vieux moulin à gauche.
	2,90	
84,75		Tournez à droite sur la Route 127.
	0,65	
85,40		Tournez à droite au croisement Homestead sur la Route 68.
	3,20	
88,60		Traversez Daddy's Creek.
	1,50	
90,10		Passez à travers Low Gap (la Trouée Basse) dans le Polje Grassy Cove. Remarquez la structure déformée sur le côté gauche de la percée.
	0,35	
90,45		Observez le plongement nord-ouest de l'Anticlinal Sequatchie comme vous descendez dans Grassy Cove (Formation Pennington).
	0,10	
90,55		Point de contact Bangor-Pennington.
	0,15	
90,65		Jolie vue sur Grassy Cove à droite.

- 90,85 0,20 Remarquez la terrasse Hartselle au milieu de la Montagne Brady à droite.
- 91,30 0,45 Garez-vous à George Kemmer's General Store.

Arrêt No. 6: Grassy Cove et Mill Cave

Grassy Cove est une vallée karstique massive (en réalité un polje anticlinal) de 13 à 15 km avec un sol plat qui est à 400 m plus bas que les montagnes qui l'entourent. C'est la vallée karstique la plus grande du Plateau Cumberland (Figures 6 et 7), probablement la dépression karstique la plus grande de l'Amérique du Nord et une des formes karstiques les plus intéressantes du monde. Grassy Cove est si grand qu'on doit presque le voir à vol d'oiseau pour percevoir que c'est une véritable dépression karstique. Le Cove est le centre creusé d'un grand anticlinal; les flancs de l'anticlinal ressemblent à des montagnes qui entourent le Cove en faisant une saillie de 300 m tout autour du Plateau Cumberland et par endroits cette saillie atteint 400 m au dessus du sol du Cove. D'une certaine façon le Cove ressemble à la caldeira d'un volcan; c'est une grande montagne avec une grosse dépression centrale.

Nous allons à pied jusqu'à l'entrée du cours d'eau de Mill Cave. Apportez votre torche si vous voulez aller à 100 m de là jusqu'à la deuxième entrée de Mill Cave où l'on peut voir le cours d'eau souterrain et des puits verticaux où l'eau tombe de la Formation Hartselle. Mill Cave est l'exutoire majeur du drainage de Grassy Cove. Cove Creek parcourt Mill Cave et va sous Brady Mountain jusqu'à une résurgence finale à l'amont du Head of Sequatchie Springs de la Vallée Sequatchie (Crawford, 1977).

- 92,40 1,10 Traversez Cove Creek. Le chemin à droite après le cours d'eau mène à la Cove avec Brady Mountain à droite et Bear Den Mountain à gauche.
- 93,30 0,90 Tournez à gauche sur la route empierrée.
- 93,40 0,10 Tout droit on a une jolie vue sur la pente de pendage de McCullough Mountain en avant (Formation Hartselle) et Black Mountain en arrière (roche de recouvrement pennsylvanienne).
- 94,15 0,75 Garez-vous dans le champ (sauf si c'est bourbeux).

Arrêt No. 7: Bristow Spring

A cet arrêt, nous jeterons un coup d'oeil sur la Source Bristow, la résurgence du cours d'eau qui s'écoule dans l'aven de Little Cove. Apportez votre torche si vous voulez aller juste à l'intérieur de l'entrée pour voir comment le cours d'eau coule sous McCullough Mountain. Little Cove est le résultat d'un envahissement souterrain des eaux de source de Harris Branch (Figures 10 et 11).

- 95,00 0,85 Rebroussez chemin jusqu'à la Route 68 et tournez à gauche. Jolie vue sur la Cove à votre droite quand vous retournez à la Route 68. La vue est perpendiculaire à l'axe anticlinal.
- 95,60 0,60 Fin du Polje Anticlinal de Grassy Cove. Nous sommes maintenant de retour près la roche de recouvrement clastique du Plateau Cumberland.
- 103,10 7,50 Vous commencez à descendre l'Escarpe Walden Ridge à Grandview. Cet escarpement est du Plateau Cumberland est un escarpement de faille. Remarquez la plongée abrupte des rochers. De Grandview on peut voir jusqu'à 70 km à travers la Great Valley du Tennessee à l'est (les Provinces Valley et Ridge) jusqu'aux Smoky Mountains (les Montagnes Fumeuses des Appalaches). L'est du Tennessee a été très marqué par les failles et plissements de chevauchement parce que la région entière s'est déplacée vers le nord-ouest

pendant la collision de l'Amérique du Nord avec l'Afrique nord-ouest il y a environ 250 millions d'années. Depuis ce temps-là, la désagrégation et l'érosion ont créé un relief de crêtes tandis que les vallées se sont formées sur des rochers plus faibles. Les zones karstiques s'associent aux affleurements nord-est/sud-ouest des calcaires.

	4,50	
107,60		Tournez à droite sur la Route 27 à Spring City.
	2,60	
110,20		Tournez à gauche sur la Route 68 vers le barrage Watts Barr Dam et Sweetwater. Traversez Watts Barr Dam, l'un des nombreux barrages construits par le Tennessee Valley Authority sur le Tennessee River et ses affluents.
	24,20	
134,40		Vous entrez dans Sweetwater. Continuez sur la Route 68.
	6,10	
140,50		Tournez à gauche à l'entrée du Lost Sea (la Mer Perdue) et garez-vous.

Arrêt No. 8: The Lost Sea

Le Lost Sea, autrefois nommé Craighead Caverns, est la grotte touristique la plus fréquentée du Tennessee. Son attrait majeur est l'excursion en bac sur la Mer Perdue, réputée être le lac souterrain le plus important du monde. Le lac mesure environ 244 m de long, 67 m de large, avec une profondeur maximum de 18 m. La hauteur maximum de la voûte du Lake Room (la Salle du Lac) est de 10 m au dessus de l'eau.

Lost Sea Caverns est aussi connu pour son abondance d'anthodites (des multitudes d'aiguilles cristallines de calcite ou d'aragonite) et pour son exploitation de salpêtre et sa production de poudre à canon pendant la Guerre Civile.

La grotte est creusée dans la Formation Holston et paraît s'être formée principalement dans la zone phréatique. Des évidences de niveaux d'eau dormante qui ont atteint des niveaux progressivement plus bas sont apparentes dans la salle la plus haute par rapport au niveau d'eau actuel, la surface du Lost Sea. La grotte s'étend le long de la direction des strates et les niveaux d'eau semblent suivre le pendage de 30° du Calcaire Holston.

La direction de Lost Sea Caverns va faire pour notre groupe une visite spéciale dont une partie sera hors du circuit touristique. Apportez, s.v.p., votre torche.

	0,20	
140,70		Reprenez la Route 68 en tournant à droite (nord).
	30,20	
170,90		Tournez à gauche sur la Route 27 vers Dayton.
	13,00	
183,90		Tournez à droite sur la Route 27 (Business) à Dayton.
	0,40	
184,30		Tournez à droite (ouest) sur la Route 30 vers Pikeville. Vous commencez à monter l'escarpement Walden Ridge sur le Plateau Cumberland.
	11,00	
195,30		Vous redescendez dans Sequatchie Valley. Vue spectaculaire. Continuez sur la Route 30 vers Spencer, en descendant l'escarpement; vous traversez le Sequatchie River et puis Pikeville; vous remontez la côte opposée de Sequatchie Valley. Autrefois cette partie de la vallée ressemblait à la zone de vallées karstiques qui actuellement précède son mouvement le long de l'Anticlinal Sequatchie dans la région de Grassy Cove.
	19,20	
214,50		Sur la Route 30 tournez à gauche (sud) et prenez la route qui mène à l'entrée de Fall Creek Falls State Park. Suivez les indications à l'auberge Fall Creek Falls Inn.

12,00
226,50 Logement. Garez-vous dans le parking de Fall Creek Falls State Park Inn.

3^{ème} Jour: Fall Creek Falls State Park, Tennessee à Cape Girardeau, Missouri

Distances Cum.	Diff.	
0		En quittant l'auberge Fall Creek Falls Inn suivez les indications qui vous mènent à Fall Creek Falls (la Cascade de Fall Creek).
2,90	2,90	Garez-vous dans le parking de Fall Creek Falls.

Arrêt No. 9: Fall Creek Falls

Fall Creek Falls State Park se situe dans une région longeant l'escarpement ouest du Plateau Cumberland qui a été fort creusée par des canyons profonds créés par le retrait des cascades de la roche de recouvrement. Les cours d'eau tombent des grès et conglomérats résistants, directement sur les schistes et calcaires plus faibles. La brume créée par la chute d'eau tend à désagréger et à éroder les schistes et les calcaires chimiquement faibles pour élargir le gour à la base de la cascade ce qui lui permet de saper les grès et les conglomérats sur-jacents. Finalement la roche de recouvrement en surplomb tombe dans le gour et le canyon s'étend en amont.

A cet arrêt nous verrons la Cascade de Fall Creek, la cascade la plus haute de l'est des Etats-Unis, et Cane Creek Canyon. Le long de la piste de 700 m qui mène à la base de la cascade nous verrons les couches de schiste ébouleuses et friables (la Formation Pennington) qui s'érodent sous les grès et nous verrons également les grosses fissures de la roche de recouvrement sur-jacent. Nous verrons aussi une forêt naturelle et une vue spectaculaire sur la cascade de 78 m de hauteur.

2,90		Sortez du parking de Fall Creek Falls et allez à l'entrée sud de ce même parc par la route Archie Rhinehart Parkway.
11,30	8,40	
	0,30	Tournez à gauche (sud) sur la Route 111.
11,60		Tournez à droite (ouest) sur la route du comté pavée.
	8,90	
20,50		Commencez la descente de l'escarpement du Plateau Cumberland.
	2,10	
22,60		Tournez à gauche (ouest) sur la Route 30 vers McMinnville. Vous traverserez maintenant la plaine avec des dolines à la base de l'escarpement.
	9,90	
32,50		Triangle Junction. Prenez la Route 30 South vers McMinnville et puis à l'ouest vers Murfreesboro.
	22,50	
55,00		Vous commencez à descendre du Plateau Highland Rim Low pendant les 122 m de l'Escarpement Highland Rim dans le Central Basin. Cet escarpement ressemble à celui du Plateau Cumberland en qu'il est le résultat de l'érosion d'une roche de recouvrement résistante constituée par des calcaires chimiquement faibles. La roche de recouvrement consiste en la Formation Fort Payne mississippienne, en schiste argileux et en pierre de silice (composée de silices clastiques fines comme la vase et/ou de silices précipitées). Le tout est un peu calcaire et présente des bandes et rognons de chert. Il est constitué d'un mince schiste carbonifère d'âge devonien, le Schiste Chattanooga. Des centaines, et peut-être des milliers de grottes, se sont formées dans les calcaires ordoviciens qui constituent le Chattanooga. Son hydrogéologie ressemble beaucoup à celle de

l'escarpement du Plateau Cumberland. Des cascades provenant de la roche de recouvrement se trouvent là où les cours d'eau subaériens tombent de la Formation Fort Payne et des puits verticaux et des conduits karstiques dirigent l'eau de l'escarpement à des sources près de la base.

- 56,20 0,70 Le schiste Chattanooga se voit dans la percée. C'est un schiste bitumineux noirâtre d'environ 10 m d'épaisseur.
- 56,90 0,70 Voici la base de l'Escarpement Highland Rim. Nous traverserons les calcaires ordoviciens du Central Basin pendant 148 km avant de monter la côte opposée de l'Escarpement Highland Rim. Le Central Basin a été créé par l'excavation du Nashville Dome, zone de surélévation structurale qui longe le Cincinnati Arch nord-est/sud-ouest. Par endroits, il est à 183 m au dessous des versants cuesta du Highland Rim.
- 77,40 20,50 Tournez à droite (nord) sur la Route 70 South puis sur la Route 41 au feu rouge à Murfreesboro.
- 77,90 0,50 Tournez à gauche (sud) sur la Route 231 au feu rouge.
- 80,30 2,40 Tournez à droite à Warrior Drive après avoir traversé l'autoroute I-24.
- 82,20 1,90 Tournez à gauche sur la Route 99.
- 86,10 3,90 Tournez à droite sur Windrow Road après avoir traversé Salem.
- 87,80 1,70 Traversez Overall Creek (le ruisseau Overall). (La source Overall Spring, exutoire de drainage pour la grande partie du karst Snail Shell, se trouve à 1500 m en amont.)
- 90,30 2,50 Voici le cours d'eau Windrow Branch à droite. Ce cours d'eau était autrefois la source de Nelson Branch qui coule dans le bassin hydrographique du Harpeth River, mais après avoir abaissé le lit et après avoir creusé des strates imperméables le long de la zone de surélévation structurale dans le Calcaire Ridley il a fait un envahissement souterrain en coulant sur le pendage jusqu'à un ensellement structural à Overall Spring (le bassin hydrographique de Stone's River) pour creuser le passage nord de la grotte Snail Shell.
- 90,60 0,30 Tournez à gauche au croisement.
- 92,30 1,70 Tournez à gauche sur la piste pour Jeeps et gardez-vous. Nous ferons une promenade d'environ 200 m à partir du petit chemin à la Fenêtre Karstique Snail Shell. De la fenêtre karstique nous ferons 800 m en canoë à l'amont du cours d'eau de la grotte Snail Shell. Apportez votre torche.

Arrêt No. 10: Snail Shell Karst

Le karst Snail Shell (Coquille d'Escargot) est un peu unique en ce que sa surface est caractérisée par des "glades" au lieu de dolines. "Glade" est un terme local pour décrire les régions aux couches de sol minces ou au calcaire affleurant. Les glades se sont formés sur les Calcaires Lebanon et Ridley (ordoviciens) qui ont de très bas pourcentages de résidus insolubles (ou moins solubles). Le sol mince est donc rapidement saturé au début des pluies et des coulées

subaériennes de saturation se produisent sur de larges étendues. Donc, à la différence de beaucoup de régions karstiques où les précipitations pénètrent rapidement et directement dans le calcaire sous-jacent, les précipitations sur le karst Snail Shell produisent des cours d'eau éphémères qui dirigent les eaux de ruissellement vers les aquifères carbonatés sous-jacents par des avens. Bien qu'un peu d'eau arrive dans l'aquifère carbonate par infiltration des diaclases, on croit que cette eau est normalement sursaturée au moment où elle entre dans le réseau karstique.

On pense que la coulée subaérienne qui entre dans le réseau karstique par les avens, surtout pendant les inondations, est destructrice envers le carbonate de calcium parce qu'elle a eu moins de contacts avec le calcaire, et elle est principalement responsable de la formation de conduits souterrains dans la région karstique Snail Shell. Donc, il semble exister une relation directe entre la topographie "glade" qui produit la coulée subaérienne et les réseaux karstiques sous-jacents.

Des traçages ont révélé deux grands cours d'eau souterrains qui drainent le karst Snail Shell. Les deux cours d'eau se rejoignent dans Lower Snail Shell Cave (inférieur) et remontent à Overall Spring. Un de ces cours d'eau souterrains commence par un aven qui s'appelle le "Gulf" (Golfe). Ensuite il transite par Nanna Cave, Echo Cave, et va jusqu'au passage Grand Canal de Lower Snail Shell Cave. Dans Lower Snail Shell Cave il rejoint le cours d'eau d'Upper Snail Shell Cave (supérieur) qui commence par un aven alimenté par Windrow Branch (Figures 12 et 13).

Le réseau Snail Shell Cave s'est formé le long d'une couche de 10 m de Calcaire Ridley qui se trouve entre deux couches d'un degré très faible de perméabilité secondaire. Sous cette couche se trouve une couche presque imperméable, le Calcaire Pierce schisteux. En dessus se trouve une couche massive de Calcaire Ridley d'environ 5 m d'épaisseur qui semble avoir très peu de diaclases. Des observations sur la lithologie sur les dolines effondrées ont révélé de nombreuses diaclases dans les calcaires sur-jacents et sous-jacents à cette couche mais pas dans la couche même. Par la Fenêtre Karstique Snail Shell trois petits cours d'eau sortent des petites grottes du haut de cette couche en tombant dans le cours d'eau qui transite dans le fond de la doline. Cette couche massive forme la voûte de la plupart du réseau karstique de Snail Shell et très peu de diaclases peuvent s'y voir. Il est évident que cette couche a une perméabilité secondaire très basse le long des diaclases et elle a été identifiée à titre d'essai comme une roche de recouvrement carbonate. Elle n'est pas aussi imperméable que les roches de recouvrement clastiques le long du Plateau Cumberland ou du Highland Rim mais elle tend à dériver et à concentrer beaucoup d'eau qui transite dans les avens.

Il semblerait que la dérivation souterraine des cours d'eau subaériens qui creusent ou franchissent cette roche de recouvrement carbonate dans le Calcaire Ridley soit le processus par lequel l'eau destructrice entre dans le Réseau Snail Shell Cave. Windrow Branch est un bon exemple de dérivation souterraine d'un cours d'eau. Autrefois il semblait que Windrow Branch fût la source de Nelson Creek qui coule dans le bassin hydrographique de Harpeth River, mais à l'abaissement de son lit il a creusé les strates de roche de recouvrement du Calcaire Ridley jusqu'à une zone de surélévation structurale et le cours d'eau a dérivé sous terre dans une couche de haute perméabilité secondaire dans le Ridley inférieur. L'eau de Windrow Branch a renversée la direction de sa coulée originale quand elle a commencé à descendre le pendage, indirectement perchée sur le Calcaire Pierce schisteux et moins perméable jusqu'à un ensellement structural à Overall Spring. Overall Spring se trouve dans le bassin hydrographique de Stone's River. Donc, nous voyons l'envahissement souterrain d'un cours d'eau qui autrefois s'écoulait dans le bassin hydrographique du Harpeth River (Figures 12 et 13) (Crawford, Steidl, et McCurdy, 1981).

	0	
92,30		Rebroussez chemin jusqu'à l'autoroute I-24 à Murfreesboro.
	12,00	
104,30		Tournez vers le nord sur I-24 et continuez à travers Nashville.

141,40	37,10	Continuez sur I-24 West vers St. Louis au croisement.
	7,70	
149,10		Vous partez du Central Basin. Vous commencez à monter l'Escarpement Highland Rim. Schiste Chattanooga exposé dans la percée. La Formation Fort Payne se voit vers le haut de l'escarpement.
184,80	35,70	Vous sortez du Tennessee. Continuez à travers Paducah, Kentucky vers Cape Girardeau, Missouri.
349,80	165,00	Pont sur le Mississippi River sur la Route 146 à Cape Girardeau, Missouri. Allez jusqu'au lieu d'hébergement.

Références

- Barr, T.C., 1961, Caves of Tennessee: Tennessee Division of Geology Bulletin 64, 567p.
- Crawford, N. C., 1977, The Mill Cave Drainage System: Speleonews, v. 21, N. 6, pp. 72-86.
- Crawford, N. C., 1979a, The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Part I: Subterranean stream invasion, conduit cavern development, and slope retreat in the Lost Creek Cove Area, White County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series No. 1, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 75 p.
- Crawford, N. C., 1979b, The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Part II: Karst valley development and the headward advance of the Sequatchie Valley in the Grassy Cove Area, Cumberland County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series No. 2, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 50 p.
- Crawford, N. C., 1979c, Guidebook to karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment in the Lost Creek Cove and Grassy Cove Areas of Tennessee; Safford Centennial Society (Tennessee Professional Geologists) Field Trip 1979, 49 p.
- Crawford, N. C., 1980a, The karst hydrogeology of the Cumberland Plateau Escarpment of Tennessee, Part IV: Erosional processes associated with subterranean stream invasion, conduit cavern development and slope retreat; Cave and Karst Studies Series No. 4, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 152 p.
- Crawford, N. C., 1980b, Karst geomorphology: Landscape evolution in areas where carbonate rock is overlain by clastic caprock; Speleology Workshop Manual 1980, pp. 29-52.
- Crawford, N. C., Steidl, P. and McCurdy, R., 1981, Hydrogeology of the Snail Shell Karst, Rutherford County, Tennessee; Cave and Karst Studies Series No. 5, Center for Cave and Karst Studies, Department of Geography and Geology, Western Kentucky University, 57 p.
- Hack, J. J., 1966, Interpretation of Cumberland Escarpment and Highland Rim, South-Central Tennessee and Northeast Alabama: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 524-c, 16 p.
- Matthews, L. E., 1971, Descriptions of Tennessee Caves: Tennessee Division of Geology Bulletin 69, 150 p.
- Milici, R. C., 1968, The physiography of Sequatchie Valley and adjacent portions of the Cumberland Plateau, Tennessee: Tennessee Division of Geology Report of Investigations 22, 15 p.
- Miller, R. A. 1974, The geologic history of Tennessee: Tennessee Division of Geology Bulletin 74, 63 p.

Guide pour les Grottes de la Région des Ozarks du Missouri et de l'Arkansas

Introduction

Les Ozarks sont une région physiographique du Missouri et de l'Arkansas constituée par des unités de dolomite et de calcaire avec des quantités moindres de grès. Le chert se trouve relativement souvent dans la section. L'âge des roches varie de la période cambrienne supérieure jusqu'à la période carbonifère. Le soubassement est généralement couvert de résidus, issus des résidus insolubles des roches carbonatées. Les résidus varient en épaisseur de moins d'un mètre jusqu'à une dizaine de mètres; ils peuvent mesurer plus de 125 m par endroits.

L'état du Missouri se situe dans la région de la craton micontinentale. La craton est bordée à l'ouest par la région des Montagnes Rocheuses, à l'est par la zone du Plissement Appalachien, et au nord par le Bouclier Canadien. La structure du Missouri est considérée comme stable. Cela est peut-être possible aussi pour la partie nord de l'état où la topographie est ondulée. Mais dans la partie sud, et notamment dans le Missouri sud-est, l'histoire tectonique est complexe. L'Embaïement Mississippien, système important du fossé micontinental, borde la zone sud-est des Ozarks. Une activité encourageant les failles, les relais en aval et l'intrusion ignée caractérise cette région toujours très active.

La forte activité dans les Montagnes St. François s'est affaiblie, mais il est possible que continue le relai épigénétique qui a créé le soulèvement asymétrique. Les Montagnes St. François représentent le centre d'une chaîne de montagnes précambriennes. Au sud et au sud-ouest, les Ozarks sont bordés du géosynclinal Ouachita, des Montagnes Ouachita de l'Arkansas, et des parties adjacentes de l'Oklahoma et du Texas.

Le relief structural total dans les Ozarks dépasse les 1525 m. Les strates des côtés est et sud-est du soulèvement plongent à environ 30 m par mile (1,61 km).

Au nord, à l'ouest et au sud, les pendages sont moins forts, de 3 à 12 m par mile en général. Les pendages plus forts sont généralement associés aux failles, aux plissements locaux ou aux formes d'effondrement karstique. Les principaux réseaux de faille indiquent la structure du soubassement précambrien et ils s'orientent vers le nord-ouest et à un moindre degré vers le nord-est.

Les strates cambriennes supérieures et ordoviciennes affleurent le long du flanc des Montagnes St. François et du Plateau Salem adjacent et consistent principalement en carbonates chertiques avec des unités clastiques moindres de moyen à gros grain. Le pendage régional pendant cette période s'inclinait vers le sud-est et des relais montants et descendants ont réglé les dépôts et jusqu'à un certain point les lithologies.

Les strates siluriennes et devoniennes ne sont pas bien représentées dans les Ozarks. Des unités minces affleurent vers le sud-ouest et le nord-ouest dans le Plateau Springfield et le long du flanc est des Montagnes St. François et des unités plus épaisses apparaissent dans la couche inférieure de l'Embaïement Mississippien, dans le Bassin Forest City du nord-ouest du Missouri et dans le nord et le nord-est du Missouri. Des sédiments paléozoïques-moyens pareils ont été laissés dans le Plateau Salem des Ozarks centraux et ont été enlevés par l'érosion.

Des sédiments carbonifères (mississippiens et pennsylvaniens) affleurent dans une bande autour du Plateau Salem. Les strates mississippiennes consistent principalement en calcaires chertiques avec quelques clastiques fines. Les strates pennsylvaniennes sont des dépôts cycliques de calcaires, grès, et schistes minces avec de nombreux filons de charbon. Le développement des karsts est essentiellement limité aux strates pré-pennsylvaniennes.

Plusieurs non-conformités importantes se trouvent partout dans la section stratigraphique des Ozarks. Du point de vue du développement du karst, l'hiatus le plus significatif se montre dans une non-conformité majeure entre les strates mississippiennes et pennsylvaniennes. Un développement intense et localisé du karst s'est produit avant les dépôts pennsylvaniens dans quelques parties des Ozarks, dont le résultat a été plusieurs dolines et grottes qui ont été remplies de clastiques après la transgression pennsylvaniennes. Le développement du karst mississippien peut-être, en partie, responsable des réseaux de sources profonds dans les Ozarks. Beaucoup de ces réseaux

se situent bien au-dessous du présent niveau de base et peuvent représenter des réseaux paléo-caverneux renouvelés. Des périodes plus anciennes d'émergence ont pu aussi entraîner le développement du karst local. Le terrain typique ozarkien consiste en une topographie accidentée découpée par des vallées aux versants très raides suivies d'un cours d'eau. Les dolines sont très fréquentes dans les terres hautes et il y a plusieurs zones de quantités importantes de karst superficiel. Il y a plus de 5.000 grottes connues dans les Ozarks du Missouri et de l'Arkansas. Les réseaux les plus longs et les plus complexes sont ceux des dolomites et des grès en pendage vers l'est dans le sud-est du Missouri où des complexes de jeunes grottes de bas relief superposées déversent des eaux vers la vallée du fleuve Mississippi. Les larges et nombreuses grottes de l'Arkansas du nord se situent dans des strates géologiquement plus jeunes et dans des zones de relief plus haut que leurs contre-parties du Missouri.

Les grottes dans les dolomites cambro-ordoviciennes des Ozarks centraux du Missouri s'associent aux grands réseaux de sources qui sont typiques des agents créateurs actuels de grottes. Ces réseaux peuvent révéler plus d'un épisode de karstification. Les réseaux de sources ont d'habitude des conduits qui vont jusqu'à 100 m en profondeur, qui ont jusqu'à 65 km de long, et qui sont accessibles aux plongeurs.

Les grottes des Ozarks nord-ouest du Missouri sont en carbonates ordoviciens et mississippiens. C'est ici que se trouvent les grottes les plus profondes des Ozarks (jusqu'à 140 m).

Un itinéraire a été choisi pour montrer certains aspects de plusieurs types de formes karstiques des Ozarks, les traits caractéristiques des réseaux de source typiques, et des aspects écologiques de la présence de l'homme dans le terrain karstique.

Itinéraire

1er Jour: De Cape Girardeau, Missouri à Meramec State Park, Missouri

Distances cum.	Diff.	
0		La visite commence au croisement de Henderson Avenue et Broadway à Cape Girardeau, Missouri. Continuez vers l'ouest sur Broadway.
1,0	1,0	Tournez à droite sur Kingshighway et continuez vers le nord.
4,5	3,5	Croisement de l'autoroute I-55 et de Kingshighway. Tournez à droite et continuez vers le nord sur I-55.
6,0	1,5	Strates à pendage raide de roches sédimentaires des périodes ordovicienne supérieure et devonienne. La faille Jackson, structure importante dans le sud-est du Missouri traverse la route à l'extrémité nord de la percée. Les déplacements varient de 200 pieds à 400 pieds. (Thacker et Satterfield, 1977).
6,6	0,6	Formation Kimmswick de l'âge ordovicien moyen.
9,9	3,3	Croisement de I-55 et U.S. Hwy. (Highway) 61. Tournez à droite et continuez vers le nord-est sur le Hwy. 61 (Sortie Fruitland).
21,7	11,8	Vous entrez dans Appleton, Missouri.
21,9	0,2	Tournez à droite sur la route pavée et continuez à travers Old Appleton, Missouri.
22,2	0,3	Traversez le vieux pont de Apple Creek. Le pont a été construit en 1879.
22,3	0,1	Tournez à gauche sur une route empierrée et tournez tout de suite à droite puis continuez vers le nord sur le Hwy. 61.
	1,1	

- | | | |
|------|-----|--|
| 23,4 | | Tournez à gauche et continuez vers l'ouest sur la Route F à Uniontown. |
| | 2,0 | |
| 25,4 | | Tournez à droite et continuez vers le nord sur la route pavée. |
| | 0,2 | |
| 25,6 | | Tournez à gauche et entrez dans le parking de l'église catholique de St. Joseph. |

Le Karst de Perryville

On trouve un développement karstique intense dans une bande à peu près parallèle au fleuve Mississippi qui s'étend du sud de la ville de St. Louis jusqu'au près de Cape Girardeau, Missouri. L'activité karstique principale est dans les calcaires et les dolomites d'âge ordovicien moyen et d'âge mississippien.

Dans la région de Perryville la karstification dans les formations Joachim, Rock Levee et Platin (dont toutes sont de l'âge ordovicien moyen) est responsable des karstifications. La Formation Joachim consiste principalement en dolomite argilacée de couleur brun-jaunâtre et contient du chert et du calcaire intercalés dans la partie inférieure. Dans cette zone, le Joachim varie en épaisseur d'environ 53 m à Cape Girardeau à environ 49 m à Perryville. La Formation Rock Levee, calcaire intercalé de dolomite, recouvre parfaitement le Joachim avec un point de contact défini par un lit chertique mince mais persistant sur le Joachim. Le point de contact avec la Formation Platin qui le recouvre est apparemment parfait et elle est parsemée sous un conglomérat de cailloux oolithiques. Les deux contacts sont facilement discernables sous la surface, mais à la surface la zone chertique n'est pas toujours apparente. Donc, dans les représentations du terrain le Rock Levee est généralement compris avec la Formation Platin. Le Platin consiste en un calcaire gris variant entre le cristallin fin jusqu'au sous-lithographique intercalé ici et là de chert et de schiste bitumineux. Dans la région de Perryville cette unité est approximativement de 137 m d'épaisseur.

Dans l'est du Missouri, le St. Peter Sandstone (le Grès St. Peter), épais de 23 m près de Perryville, est sous-jacent à ces unités carbonatées et, en général, il détermine la limite inférieure du développement karstique. La Formation Dutchtown, couche calcaire d'épaisseur moyenne à forte et de dolomite aux quantités variables de sable, de vase, et d'argile, recouvre le St. Peter Sandstone au sud de Perryville. Cette unité s'amincit de 52 m environ près de Cape Girardeau jusqu'à moins de 6 m au sud de Perryville et elle n'existe pas au nord de Perryville. A quelques endroits à Perryville et alentour, les murs des dolines sont en grès St. Peter. Ces dolines sont apparemment dues à la karstification et à l'effondrement dans la sous-jacente Formation Everton.

Structurellement, le karst dans l'est du Missouri est sur le flanc est du soulèvement ozarkien, en pendage vers l'est, dans le Bassin Illinois. Le réseau de faille Ste. Geneviève, forme structurale majeure dans l'est du Missouri, passe à l'est et au nord de Perryville, suivant à peu près parallèlement l'escarpement le long du fleuve Mississippi. Le déplacement le long de la faille est d'environ 122 m dans cette zone. A environ 12,9 km (8 miles) au nord de Perryville, la faille tourne et continue presque en direction est-ouest pendant à peu près 32 km (20 miles) avant de tourner vers le nord-ouest. Cette partie du réseau de faille est extrêmement complexe. Les failles individuelles peuvent être des failles normales, des failles inverses à grands angles, ou des failles de chevauchement. Localement, le déplacement atteint plus de 305 m (McCracken, 1971). Yokum (1980, comm. personnelle) a découvert et a répertorié de nombreuses grottes développées le long des plans de faille dans ce réseau.

L'hydrologie du karst de Perryville n'est pas bien connue. Il y a peu de sources intarissables dans les environs de Perryville et normalement aucune parmi celles-là n'a de débit exceptionnellement élevé. Il y a plusieurs résurgences le long de Blue Spring Branch (Vineyard et Feder, 1974) à environ 9,7 km (6 miles) au nord de Perryville. Ces résurgences drainent l'eau des vastes réseaux de grottes au sud de ce ruisseau. Bien qu'elles soient sèches entre les averses, ces résurgences marquent d'importants débits après des épisodes de fortes précipitations. Vineyard (1980; comm. personnelle) signale que le débit de l'ensemble de ces résurgences atteint les 8,5 m³/s. A cause des grandes quantités de karst de surface, le manque d'accumulation interstitielle et la présence des réseaux de

grottes bien-développées, les eaux pluviales qui entrent dans le réseau y arrivent avec facilité, ce qui cause une élévation rapide du niveau de l'eau dans les grottes, mais elle s'évacue aussi rapidement par les résurgences. La plupart des grottes les plus importantes dans cette région comportent des cours d'eau pérennes dont quelques uns apportent une recharge pour les petites sources intarissables tout près. Ces résurgences sont en général des vidanges pour les passages supérieurs qui sont inondés aux moments des grandes averses. On n'a pas d'étude qui indique qu'une partie de l'eau qui entre dans le réseau karstique serve à recharger des aquifères plus profonds ou qu'elle s'écoule sur le pendage jusqu'aux alluvions du fleuve Mississippi ou à l'Illinois Basin.

En 1956, quand le livre de l'éminent géomorphologue, J. Harlan Bretz, *Caves of Missouri*, a paru, seules quatre grottes baptisées et plusieurs grottes sans noms étaient connues près de Perryville. Pas une seule n'était considérée comme vaste. Aujourd'hui, ce nombre a augmenté de plus de 500. Ces grottes varient en taille: ce sont de simples abris sous roche ou de vastes grottes comme "Crevise Cave" (la Grotte Crevasse), grotte la plus longue du Missouri (longue de plus de 44 km).

Perryville est situé sur une plaine karstique développée dans la Formation Joachim. Le ruissellement des eaux de pluie pour une grande partie de la ville se dirige vers des dolines. De nombreuses grottes sont sous-jacentes à la ville et il est difficile de trouver une résidence qui ne soit pas construite dans une doline, sur le flanc d'une doline, ou entre des dolines. La plupart des grottes dans la ville sont sérieusement contaminées par les ruissellements urbains, les fosses septiques, les ordures. Au moins une des grottes est contaminée par l'essence. Les grottes et dolines de Perryville ont été utilisées par la Ville comme égouts. Bretz (1956; p. 363) écrit sur Beer Cave et Cashion Cave qui se trouvent sous Perryville.

"Beer Cave avait servi comme entrepôt de bière jusqu'au moment où la Ville voulut reclasser la propriété sur St. Joseph Street comme propriété résidentielle ce qui a eu pour résultat que cette grotte a été détruite. Une contre-allée de Beer Cave sert aujourd'hui à la décharge de l'eau d'égout de toute une série de résidences. On peut soulever l'autoclave sur le trottoir de St. Joseph Street au nord du Palais de Justice et voir jusqu'à 15 ou 20 pieds dans ce passage. Personne ne sait où vont les ordures mais les eaux de pluie remplissent la cavité. L'entrée de Cashion Cave, dans la partie sud-ouest de la ville, est pleine d'ordures."

Perryville n'est pas le seul endroit dans le Karst de Perryville où la décharge d'égout a eu comme résultat la contamination des grottes et la dégradation de la qualité de l'eau souterraine. En se promenant à la campagne on voit plusieurs exemples de mauvaise élimination des déchets. Les eaux de ruissellement provenant des enclos d'alimentation de bétail et des fosses septiques s'écoulent dans les dolines. Quelques dolines servent de décharges privées. La plupart du terrain est défriché et cultivé ce qui a comme résultat des piles de broussailles dans les dolines et une augmentation de la quantité de terre par érosion de la surface. Quelques agriculteurs ont tenté de remplir les dolines de terre pour faciliter la culture. Souvent, de tels efforts ne font qu'augmenter la subsidence.

Arrêt No. 1: Schnurbush Karst Window

Schnurbush Karst Window (la Fenêtre Karstique Schnurbush) est un orifice dans un réseau karstique hydrologique qui fonctionne et qui s'est développé dans la partie supérieure de la Formation Joachim. L'eau s'écoule du haut d'une paroi artificielle sur le côté nord de la doline et continue au fond de la doline en passant par une grotte effondrée puis elle disparaît dans l'entrée d'une grotte à 6 m vers l'est. Le conduit supérieur est presque complètement inondé et il n'est pas pénétrable sans un équipement de plongée. Le conduit en aval est pénétrable et il a été tracé pendant 24 m jusqu'à l'endroit où l'eau tombe de 3,4 m en chute. La grotte se termine bientôt après par un siphon.

On n'a pas de données sur le débit de la source. Le débit normal est estimé à environ 0,015 m³/s. Les calculs de Vineyard (1980; comm. personnelle) d'après des photos suggèrent que le débit pendant les inondations peut dépasser les 0,56 m³/s. Un traçage par colorant n'a pas encore établi l'émergence de l'eau. La fenêtre

est près de St. Joseph's Catholic Church et elle sert d'amphithéâtre pour les messes en plein air.

Distances cumm.	Diff.	
25,6		Sortez du parking et reprenez la Route F.
	0,2	
25,8		Tournez à gauche quand vous arrivez à la Route F et continuez vers l'est.
	2,0	
27,8		Tournez à gauche et allez vers le nord sur Highway 61 à Uniontown.
	4,7	
32,5		Vous entrez dans le village de Longtown.
	4,4	
36,9		Traversez le ruisseau "Cinque Hommes".
	0,6	
37,5		Vous entrez à Perryville, Missouri.
	0,8	
38,3		Il y a des dolines dans le City Park sur le côté gauche de Hwy. 61.
	0,7	
39,0		Croisement des Highways 51 et 61. Continuez tout droit sur Hwy. 61.
	1,7	
40,7		Tournez à droite et allez vers l'est sur la Route V.
	0,7	
41,4		Tournez à gauche et allez vers le nord sur la route empierrée.
	0,9	
42,3		Tournez à droite et garez-vous dans la petite allée.

Arrêt No. 2: Moore Cave System

Missouri, connu comme "l'Etat des Grottes" (the Cave State), a plus de 4.000 grottes connues, dont 10% sont dans le comté de Perry (Perry County). Il n'y en avait que trois en 1952 (Weaver, 1980), 437 en 1978, et le total actuel est de 531. Les quatre grottes les plus longues de l'état se trouvent dans le Perry County et leurs longueurs combinées dépassent 119 km.

Le Moore Cave System, deuxième réseau de grottes de l'état, est sous-jacent à une zone au nord-est de Perryville, et au sud de Blue Spring. La section sud, section Tom Moore (qui tient son nom de l'arrière arrière-grandpère du propriétaire actuel, M Berome Moore) est connue depuis 100 ans. Il comporte 6,5 kms de passages et il a été pénétré pour la première fois en 1959 par des spéléologues. Le traçage et l'exploration ont indiqué une continuation du réseau vers le nord. En employant les cartes des grottes les ouvriers ont trouvé plusieurs dolines qui peuvent mener à la grotte postulée. Le 29 octobre, 1961, la pénétration de la nouvelle grotte s'est accomplie en creusant à la base d'une petite doline. La Section Berome Moore a été tracée pendant 22,5 kms.

Gregory J. "Tex" Yokum est principalement responsable de la découverte de la Section Berome Moore. Tex fait l'exploration, les levés, et des études de ce réseau de grottes depuis 20 ans et actuellement il loue la grotte pour la protéger et pour assurer la continuation des recherches.

Le Moore Cave System est développé dans le calcaire et la dolomite des Formations Joachim et Rock Levee, les deux sont d'âge Ordovicien moyen. Le Joachim de cette zone comporte une prédominance de calcaire dolomitique. Le Joachim supérieur est plus ou moins exempt de chert sauf au long du point de contact supérieur où il existe une mince couche de chert. Des schistes argileux bitumineux intercalés qui vont du beige au vert se situent dans la partie supérieure de l'unité. Le Rock Levee ressemble beaucoup au Joachim, surtout dans la partie inférieure. Il est difficile de distinguer entre les deux unités sur place. La zone chertique au point de contact des deux formations est un guide pour déterminer la position stratigraphique dans la grotte.

Les formations Joachim et Rock Levee sont relativement non-fossilifères. Plusieurs zones de stromatolithes se trouvent dans la grotte

et des formes orbiculaires concentriques se voient à la voûte du passage. On pense que ces dernières sont les bases de biohermes. Leur disposition linéaire suggère un développement près d'une rive.

La karstification de la grotte est apparemment contrôlée par la forme et la stratigraphie. Le réseau entier est développé dans un synclinal nord-sud dont la limite septentrionale est un secteur du réseau de la faille Ste. Geneviève. Les flancs est et ouest plongent rapidement vers l'axe tandis que la périphérie du sud plonge plus doucement. Le développement caveurneux primaire se trouve le long du flanc occidental de la forme. La karstification le long des plans de stratification semble être plus dominante que la karstification dans les diaclases. Quelques secteurs de la grotte montrent une régulation des diaclases où des passages serpentineux changent brusquement de direction. Si le plan de la diaclase a joué un rôle plus dominant, il s'est oblitéré pendant la modification par les eaux vadoses. A un endroit en particulier, la karstification s'est faite le long d'une petite faille.

On trouve des veines verticales de grès dans plusieurs endroits. Ces filons se sont probablement formés avant le développement de la grotte par injection de grès St. Peter non-consolidé ou partiellement consolidé dans les fractures par une action tectonique.

La grotte ne contient apparemment pas de matière argileuse résiduelle. Une matière loess-vaseuse apparaît dans des quantités variables, d'habitude dans les conduits secs du niveau supérieur. Les conduits inférieurs ont très peu de vase à cause de l'action des eaux d'inondation.

L'orientation des passages du réseau peut être décrite comme étant curviligne arborisée. Tous les passages principaux sont dans un axe nord-sud. Il existe deux niveaux principaux de karstification dans la grotte. Le niveau supérieur, représenté par les passages Cat Track et Formation, se situe au dessus du contact dans la Formation Rock Levee. Les passages Main Stream et Pit dans la Section Berome Moore et la Section Tom Moore entière constituent le niveau inférieur et ils sont développés sous la zone chertique de la Formation Joachim. Un niveau intermédiaire peut être indiqué par les passages Gypsum et Dry Mud qui se développent le long de la zone de contact et de la zone chertique.

Des concrétions calcites se présentent principalement sur le côté des passages où le pendage va en montant, c'est-à-dire les côtés sud et ouest des parois. Ceci se fait apparemment parce que l'eau s'écoule sur le pendage vers la grotte le long des plans de stratification. La plupart des concrétions calcites sont des voûtes et des parois massifs de travertin. Quelques formes plus petites et plus délicates peuvent se voir dans quelques parties des passages Cat Track et Formation. Le gypse secondaire se présente dans Gypsum Passage en forme cristalline par terre et en forme d'excroissances courbées et d'aiguilles sur les parois et les corniches. Dans le passage Cat Track il se présente en forme d'aiguilles composées allant jusqu'à 7 cm de longueur et il devient une matière sableuse quand on l'écrase.

A la suite des années d'études de Tex Yokum, il semble probable que le réseau Moore se soit développé par le mouvement de l'eau le long des plans de stratification. Il y avait des variations de niveau hydrostatique mais en général ce niveau descendait. Après le développement initial dans la zone phréatique, l'abaissement du niveau de base a entraîné des conditions vadoses. La grotte s'est probablement formée pendant et après la glaciation du Pléistocène. L'érosion verticale du fleuve Mississippi a contrôlé le développement de Blue Spring et la position du niveau hydrostatique local. Le développement vadoses de cette grotte n'a pas pu se produire avant la glaciation pléistocène.

Distances cumm.	Diff.	
42,3		Sortez du parking et tournez à gauche (vers le sud) sur la route empierrée.
	1,0	
43,3		Tournez à gauche et continuez vers l'est sur la Route V.
	2,0	
45,3		Tournez à gauche et continuez vers le nord sur la route empierrée.
	1,1	
46,4		Garez-vous au bord droit de la route au bas de la vallée.

Arrêt No. 3: Blue Spring et Blue Spring Resurgence

Le réseau Moore Cave draine l'eau du karst superficiel sur plusieurs miles carrés. Les débits de pointe n'ont pas encore été déterminés mais il semble qu'ils dépassent 2,83 m³/s après une averse très forte. L'eau entre dans le réseau de la plaine karstique au sud et à l'ouest. Apparemment les dolines directement au-dessus de la grotte n'envoient pas beaucoup d'eau au réseau; il est probable qu'ils alimentent un autre réseau en pendage vers l'est de Moore Cave System.

L'eau karstique qui passe à travers Moore System ressort à Blue Spring, à Blue Spring Resurgence et peut-être à d'autres résurgences le long de Blue Spring Branch au nord. Blue Spring est intarissable mais les autres résurgences n'ont de l'eau qu'après une précipitation importante. Blue Spring Resurgence fonctionne en tant que moulin naturel à l'époque des inondations en réduisant les fragments anguleux des rochers en gravier bien-arrondi et poli.

Distances cumm.	Diff.	
46,4		Continuez tout droit, montez la colline jusqu'à ce que vous arriviez à un endroit d'où vous pouvez revenir facilement.
	0,2	
46,6		Revenez sur vos pas et allez vers le sud sur une route empierrée. Retournez à Perryville par la même route.
	5,8	
52,8		Tournez à droite et allez vers le nord sur North Street.
	0,1	
52,9		Il y a une doline à gauche dans la Formation Joachim. La grotte qui est pénétrable par le fond de la doline est fermée à cause de la pollution pétrolière.
	0,3	
53,2		Tournez à droite et allez vers l'est sur Poplar Street.
	0,1	
53,3		Tournez à gauche et allez vers l'est sur Grand Street.
	0,3	
53,6		Tournez à droite et allez vers l'est sur Bruce Street.
	0,1	
53,7		Tournez à gauche et allez vers le nord sur Drury Street.
	0,1	
53,8		La maison à gauche est construite sur une grande doline peu profonde. Le digue autour de la maison empêche les inondations quand la doline retient de l'eau après une averse. Tournez à gauche et allez vers l'ouest sur Moulton Street.
	0,2	
54,0		Tournez à droite et allez vers le nord sur Hwy.51.
	0,5	
54,5		Tournez à gauche et allez vers le sud sur Edgemont Boulevard.
	0,3	
54,8		Tournez à droite et allez vers l'est sur Big Spring Drive.
	0,6	
55,4		Grande doline à gauche dans le Grès St. Peter et la Formation Everton.
	0,2	
55,6		Grande doline; elle se termine dans un cul de sac à gauche de la route. Tournez à gauche et allez vers le sud sur Legion Circle.
	0,1	
55,7		Garez-vous et regardez les dolines et la source dans le Grès St. Peter.
	0,1	
55,8		Retournez à Big Spring Drive, tournez à droite; allez vers l'est.

56,5	0,7	Tournez à gauche et allez vers le nord sur Edgemont Blvd.
56,9	0,4	Tournez à gauche et allez vers l'ouest sur Hwy. 51.
57,7	0,8	Vous traversez un pont au dessus de I-55. Continuez tout droit sur Hwy. 51.
65,0	7,3	Tournez à droite sur la Route J.
77,0	12,0	Vous traverserez le Castor River.
81,8	4,8	Tournez à droite sur Hwy. 72 et allez vers l'est.
83,6	1,8	Croisement de Hwy. 72 et de la Route 00. Continuez sur Hwy. 72.
83,8	0,2	Vous entrez à Fredricktown, Missouri.
85,4	1,6	Traversez le Little St. François River.
86,0	0,6	Traversez le Hwy. 67. Continuez sur le Hwy. 72.
87,6	1,6	Percée en roche ignée précambrienne. Notre trajet va vers le flanc sud des montagnes St. François.
89,4	1,8	Percée en conglomérat de gros cailloux. Ceci est la base du Grès Lamotte (cambrien supérieur).
89,7	0,3	Percée en Grès Lamotte.
95,6	5,9	Traversez le St. François River.
100,6	5,0	Traversez Stouts Creek. Le pont traverse les Shut-Ins de Stouts Creek. Les shut-ins sont des endroits où des cours d'eau antécédents qui ont creusé des roches ignées masquées qui résistent beaucoup plus à l'érosion. Les constrictionnements étroits et à pente raide qui se voient dans les profils de vallée et qui se sont ainsi produites s'appellent "shut-ins".
101,6	1,0	Vous entrez à Arcadia, Missouri.
103,0	2,4	Tournez à gauche et allez vers le nord sur Hwy. 21.
107,5	4,5	Croisement de Hwy. 21 et la Route W. Tournez à gauche sur le Hwy. 21.
108,3	0,8	Tournez à gauche et allez vers l'ouest sur la Route RA.
108,8	0,5	La carrière à gauche est en granit Graniteville.
108,9	0,4	Tournez à droite et entrez dans le parc Elephant Rocks State Park.

Arrêt No. 4: Elephant Rocks

Bien qu'il ne soit pas karstique, le granit à diaclases qui montre les effets de la désagrégation se manifeste d'une manière remarquable à Elephant Rocks. La raison pour laquelle elles s'appellent les Rochers des Eléphants sera claire après une promenade le long du chemin entre ces rochers géants arrondis. Remarquez les variations dans le degré de désagrégation entre le biseautage des diaclases presque fermées à la désagrégation sphérique des Rochers des Eléphants qui se trouvent comme des cailloux résiduels sur le granit moins désagrégé.

Le Granit Graniteville précambrien se présente comme une bande étroite dans cette région. Il est bordé par un contact vertical avec des felsites précambriennes à l'est et il est recouvert au nord-ouest,

à l'ouest, et au sud-ouest par la formation cambrienne supérieure Bonnetterre.

L'exploitation des carrières dans cette région a commencé en 1869 et pendant cent ans le granit a servi à la fabrication de monuments, de routes empierrées, de rebord de trottoir, de béton, et d'enrochement. Une particularité intéressante de ce parc est son "Braille Trail" (le Piste Braille) fait pour que les aveugles puissent apprécier le parc en lisant des plaques en Braille et en tâtant les "éléphants" de granit pour connaître leurs textures et leurs formes.

- | | | |
|-------|------|--|
| 109,2 | | Sortez d'Elephant Rocks State Park; tournez à gauche et allez vers l'est sur la Route RA pour reprendre le Highway 21. |
| | 0,6 | |
| 109,8 | | Tournez à gauche et allez vers le nord sur le Hwy. 21. |
| | 9,7 | |
| 119,5 | | Vous entrez dans le Village de Caledonia. |
| | 12,0 | |
| 131,5 | | Tournez à gauche et allez vers le nord-ouest sur le Hwy. 8. |
| | 1,4 | |
| 132,9 | | Tournez à droite et allez vers le nord sur le Hwy. 185. |
| | 15,4 | |
| 148,3 | | Traversez Indian Creek. |
| | 12,7 | |
| 161,0 | | Traversez le Meramec River. |
| | 0,1 | |
| 161,1 | | Entrez dans le parc "Meramec State Park". Tournez à droite; allez à l'est au lieu d'hébergement. Visite des Grottes Meramec le soir. |

Arrêt No. 5: Meramec Caverns

En 1720 des guides indiens ont montré à Phillippe Renault, mineur de plomb français, ce qui s'appelle actuellement les Grottes Meramec. Pour les indiens cette grotte était la maison sacrée de leur dieu Ucapago. En goûtant la matière qui recouvrait la terre de la chambre d'entrée, Renault a découvert du salpêtre (nitrate d'ammonium), ingrédient nécessaire à la préparation de la poudre à canon. Par la suite, la grotte s'est dénommée Saltpetre Cave, et on l'a fouillée par intervalles entre le début du XVIII^e siècle et le début du XIX^e siècle (Weaver, 1980).

Entre le début du XIX^e siècle et 1933 quand Meramec Caverns s'est ouvert au grand public, la grotte a été utilisée pour des raisons diverses. Pendant la Guerre de Sécession c'était une étape pour le "Underground Railroad", réseau qui aidait les esclaves du sud à s'évader vers le nord. Selon la légende, le célèbre hors-la-loi, Jesse James, et plusieurs membres du gang James-Younger ont employé la grotte comme cachette (Weaver et Johnson, 1977).

Lester B. Dill, entrepreneur célèbre, a ouvert Meramec Caverns en 1933, au pire moment de la dépression économique. On n'aurait pu choisir de pire moment pour s'engager dans une entreprise commerciale mais son talent pour la publicité a aidé Dill à surmonter ces facteurs économiques négatifs et l'entreprise a prospéré. M Dill est mort en août, 1980 après 47 années passées comme directeur de la grotte.

Jusqu'en 1941, on a supposé que la grotte ne comportait que 215 m de passage, mais J. Harlen Bretz et deux étudiants ont vidé un siphon au "fond" de la grotte pour trouver encore 3,2 kms d'un nouveau passage (Bretz, 1956).

Dans les premiers temps, les touristes ont eu la permission de se garer dans la grotte. A présent, le sol primitif est couvert de tuiles et il y a de la place pour 3.000 personnes dans la chambre d'entrée. Des réunions, des banquets, des concerts, et d'autres attractions ont lieu dans la vaste chambre.

La visite de la grotte part de la chambre d'entrée jusqu'au siphon qui est maintenant sec. Au sud du siphon se trouvent les niveaux supérieurs des grottes qui sont merveilleusement ornées de concrétions diverses. Parmi ces concrétions on compte les "Stage Curtains" (Rideau de Scène), grande draperie de stalactites multiples avec du travertin qui s'étend à partir de sa base, et le "Wine Table" (Table à Vin), forme composée de stalactites et de pierre de corniche

d'origine subaquatique au dessus desquelles se trouvent des stalagmites. Des parois à surface spongieuse, forme karstique d'origine phréatique, se voient fréquemment dans la grotte et dans plusieurs autres grottes du Bassin Meramec.

Le passage du cours d'eau qui se dirige de l'entrée vers le nord-est a plusieurs seuils en travertin après le siphon de Lava River. Après Lava River on trouve le "Great Dome Room" (la Salle du Grand Dôme) où l'on voit de beaux exemples de parois à l'aspect d'éponge. Dans quelques grottes, les dômes sont le résultat d'un effondrement mais dans Meramec Caverns ils se sont faits entièrement par karstification. Notre visite se termine dans une partie du passage qui s'appelle le "Jungle Room" (la Salle de la Jungle) dont le nom dérive des concrétions denses qui ressemblent à des troncs et qui remplissent la salle.

La partie de la grotte qui n'a pas été ouverte au public et qui est juste au delà de la visite comporte des structures intéressantes, mais sa voûte est basse et il s'y trouve de la matière argileuse. A 250 m après le Jungle Room on voit plusieurs fentes dans les parois qui résultent de l'érosion due aux chutes d'eau. On trouve de la matière argileuse apparemment fort épaisse dans cette zone.

Juste à l'intérieur du siphon un conduit mène vers le nord-est et emporte le cours d'eau vers une sortie par la source LaJolla qui ressort non loin de l'entrée de la grotte. Le débit de cette source est de 0,08 m³/s.

Le complexe Meramec Caverns s'est développé dans la Dolomite Eminence de l'ère cambrienne supérieure. Le point de contact de l'Eminence et de la Dolomite Gasconade qui le recouvre se fait sur la colline au dessus de la grotte. Il est possible que les niveaux supérieurs de la grotte traversent ce point de contact. Aucun traçage n'a pu établir un rapport entre le cours d'eau de la grotte et la source, et la zone de recharge, mais elle comprend probablement de 5 à 10 kms² de la superficie du terrain au dessus de la grotte, au nord et à l'ouest.

2ème Jour: De Meramec State Park à Alley Spring, Missouri

Distances cumm.	Diff.	
0		Sortez de Meramec State Park et tournez à droite (vers le nord) sur Hwy. 185.
3,4	3,4	Tournez à gauche et allez vers l'ouest sur I-44. La route traverse une partie découpée et relativement plate du Plateau Salem qui constitue une ligne de partage des eaux entre le Meramec River au sud et le Bourbeuse River au nord. La route est constituée de dolomite et de grès de la Formation Roubidoux de l'ordovicien inférieur. Des massifs isolés et des dolines remplies qui sont du pennsylvanien recouvrent en discordance le Roubidoux.
12,3	8,9	Quittez le I-44 à la sortie Route H; tournez à gauche et dirigez-vous vers le sud sur la Route H.
19,8	7,5	Tournez à gauche; entrez dans le parking d'Onondaga Cave.

Arrêt No. 6: Onondaga Cave

L'existence de la grotte Onondaga est connue depuis l'époque des pionniers, ayant été découverte par Daniel Boone à l'occasion d'une excursion sur le Meramec River. Charlie Christopher et deux de ses compagnons ont exploré la grotte pour la première fois en 1886 dans un bac qui les menait dans le passage utilisable aux périodes d'étiage et ils sont parvenus à découvrir une grotte dont la grandeur et la beauté dépassaient leur attente. Vers la même époque, l'onyx de la grotte est devenu populaire dans la construction et la décoration d'édifices, donc on a projeté d'exploiter ces formations mais, heureusement, cette entreprise a fait faillite et plus tard, en 1904, on y a donné des visites en conjonction avec l'Exposition Universelle de St. Louis. De St. Louis une excursion à la grotte nécessitait un long voyage par le train pour aller d'abord jusqu'à Leasburg, puis un autre trajet en charrette pour aller jusqu'à la grotte. Puis

finalement, on devait passer plusieurs heures à marcher et à grimper dans la grotte. Il fallait deux ou trois jours en partant de St. Louis pour cette excursion.

Les premières visites se faisaient par des bacs qui partaient d'un endroit près d'une entrée artificielle près de l'exutoire et ils se dirigeaient vers un petit port artificiel dans la grotte. Le transport des touristes prenait beaucoup de temps et parfois les guides, qui dirigeaient les bacs avec des perches, tombaient dans l'eau. A la fin des années 40, une seconde entrée plus pratique a été construite.

Avant 1950, la grotte Onondaga courait sous-jacent à une terre qui appartenait à plusieurs propriétaires. Sachant qu'une très belle grotte s'étendait sous sa terre, un propriétaire en particulier a creusé sa propre entrée dans une partie de la grotte qu'il appelait alors Missouri Caverns. Ceci a dégénéré en bataille juridique et parfois physique qui a duré des années. Des barrières ont été dressées dans la grotte pour marquer le territoire. On a dû déplacer la barrière à chaque levé du terrain (et parfois clandestinement entre levés), parce qu'aucun des deux propriétaires n'aurait cédé un centimètre. Les directeurs de Missouri Caverns possédaient l'entrée la plus proche des touristes qui arrivaient. Le premier promoteur de la grotte a réclamé ses droits de premier occupant de la grotte puisque c'était lui qui l'avait d'abord tracée et qui organisait des visites depuis 17 ans. La querelle a été réglée (au moins légalement) par la Cour Suprême de l'état du Missouri; le "premier occupant" a perdu (Weaver et Johnson, 1973). Le réseau de grottes entier a été finalement unifié par Lester B. Dill, mentionné ci-dessus comme étant propriétaire et promoteur de Meramec Caverns.

Bretz (1956; p. 197-211) a beaucoup écrit sur la géologie et la géographie d'Onondaga, et il a conduit une excursion dans la grotte pour le Geological Society of America. La grotte Onondaga est développée dans la Dolomite Eminence (Cambrien supérieur), dolomite nette, d'une couche moyenne à épaisse, et de grain moyen. Cette unité comporte de nombreuses grottes dans la Vallée Meramec et dans d'autres régions du sud et du sud-est de Missouri. La partie de la grotte d'origine phréatique consiste en grandes salles et en quelques salles plus petites près de l'extrémité de la grotte. La partie de la grotte qui comporte le cours d'eau est d'origine vadose et le cours d'eau a pénétré la couche de vase et a fait ses propres passages à travers le soubassement. Le cours d'eau traverse plusieurs fois le passage supérieur principal pendant la première centaine de mètres de la grotte.

Des surfaces spongieuses, forme karstique différentielle, se trouvent souvent dans la zone du vieux port artificiel, à environ 60 m de l'entrée. Le barrage du vieux moulin au dehors renvoie l'eau bien au delà du port artificiel et la première traversée du cours d'eau de sorte que l'eau paraît calme. Cependant, le débit moyen de ce cours d'eau qui s'appelle "Lost River" (la Rivière Perdue) est de 0,04 m³/s. Lost River est coupée encore quatre fois pendant les 150 m suivants. La piste longe parallèlement le cours d'eau jusqu'au "Big Room" (la Grande Salle) qui est long de 150 m, large de 25 à 45 m et haut de 12 à 25 m. La voûte partout dans la grotte est essentiellement plane. Les changements abrupts de la hauteur de la voûte sont dûs principalement à la vase.

Dans le Big Room on voit immédiatement l'une des concrétions spectaculaires. Le "Queen's Canopy" (le Dais de la Reine), une concrétion massive en travertin à 18 m de haut, recouvre la roche et la vase des parois. Autrefois, lorsqu'on projetait d'exploiter l'"onyx", la valeur de cette formation était d'un million de dollars. Finalement, il n'y a eu qu'un petit bloc enlevé d'un endroit obscur.

Si on monte à 10 m au dessous du Queen's Canopy et puis qu'on continue le chemin pendant 45 m, on trouvera deux grandes stalagmites qui s'appellent "The Twins" (les Jumeaux). Ces stalagmites qui sont d'une symétrie étonnante se trouvent à environ 25 m des restes de la barrière qui autrefois séparait Missouri Caverns d'Onondaga Cave. Dans cette partie de la grotte comme à peu près partout dans la grotte la piste est construite sur la vase. D'autres sections de la piste traversent un plancher stalagmitique, et par endroits, elle se trouve sur le soubassement. La dernière traversée du cours d'eau est à 90 m au delà des Twins.

Une autre masse de travertin, le "King's Canopy" (le Dais du Roi), s'est développé sur la paroi en roche et en vase qui se situe en face de la traversée du cours d'eau. Au delà de cet endroit, la forme des concrétions devient plus délicate et consiste en travertin sur les

parois, les colonnes, les stalactites, et les stalagmites. Quelques colonnes se sont fendues en deux à cause d'un affaissement de vase ou de la subsidence.

L'une des concrétions les plus mémorables de la grotte se situe dans le "Lily Pad Room" (la Salle de la Feuille de Nénuphar) qui est à 46 m derrière et au-dessus du Queen's Canopy. Cette salle est à moitié inondée. Au niveau de l'eau et au-dessous du niveau de l'eau on trouve de nombreux dépôts de calcite subaquatique en formes diverses. Les voûtes et les parois de la salle sont ornées de travertin, de stalactites, de colonnes, et de pailles. Bien que la salle soit petite, elle est ravissante. Une autre salle semblable au Lily Pad Room se situe tout près. Au delà et à l'est du Lily Pad Room se trouve le "Submarine Room" (la Salle Soumarine) qui comporte beaucoup d'eau et plusieurs dépôts de calcite subaquatique. A près de 25 m au delà de cette salle on voit la deuxième entrée naturelle de la grotte. Autrefois on projetait de vider le Submarine Room, d'élargir le petit passage mouillé de la sortie pour en faire la sortie des visiteurs. Ces projets ne se sont pas réalisés et les touristes sortent toujours au point d'entrée.

Bretz (1942; 1956) croyait que l'Onondaga était un excellent exemple de développement d'une grotte par la karstification erratique dans la zone phréatique, suivi d'un épisode de remplissage de vase pendant la pénéplanation, suivi d'un soulèvement et d'une modification des formes phréatiques par des cours d'eau à la surface dans la zone vadose. Mais Reams (1968) n'en était pas convaincu; selon son hypothèse, le développement de la grotte Onondaga s'est fait en même temps que le creusement de la vallée du fleuve Meramec et non avant.

Distances

cum.	Diff.	
19,8		Rebroussez chemin jusqu'à la Route H.
20,0	0,2	Croisement d'un county road à votre droite. Tournez à droite et dirigez-vous vers le sud-est.
20,5	0,5	Passez au dessus du fleuve Meramec. Attention au pont étroit!
22,3	1,8	Croisement à quatre branches. Continuez tout droit.
23,7	1,4	Vous entrez dans la plaine d'inondation de Huzzah Creek. Plusieurs grottes se trouvent de 1 km à 1,5 km en amont du cours d'eau sur Courtois Creek. Remarquez la forme à pinacles du soubassement (Dolomite Eminence; haut cambrien) le long de la falaise.
24,1		Vous traversez Huzzah Creek. Continuez tout droit. La route empierrée devient une route pavée, la Route E.
29,8	5,7	Croisement de la Route E et Hwy. 8. Tournez à droite et allez vers l'ouest sur Hwy. 8.
34,4	4,6	Vous entrez à Steelville, Missouri.
35,3	0,9	Croisement des Hwy. 8 et Hwy. 19. Tournez à droite et traversez Steelville.
36,0	0,7	Croisement des Hwy. 19 et Hwy. 8. Tournez à droite et allez vers l'ouest sur le Hwy. 8.
45,1	9,1	Vous traversez le Meramec River.
46,2	1,1	Entrée dans Maramec Spring Park. Tournez à droite et entrez dans le parc.

Arrêt No. 7: Maramec Spring

Maramec Spring (la Source Maramec) jaillit dans un bassin circulaire à la base d'une falaise de la Dolomite Gasconnade. Une caverne phréatique qui canalise l'eau à la source se trouve à 5,2 m du fond du bassin. C'est la 5ème source du Missouri quant à son débit. Son débit moyen est de plus de 4,07 m³/s. Les minimums et les maximums

de débit notés sont 1,58 m³/s le 1^{er} août, 1934, et 18,4 m³/s en 1927 et 1928.

Doll (1935) a postulé que la zone de recharge de la source se trouve au sud et au sud-ouest dans les bassins-versants de Dry Fork et Norman Creek. Williams et Martin (1963, ms. non-publié) ont délimité une zone probable de recharge en se servant des chiffres pour le niveau d'eau dans les puits des environs. Cette zone de recharge qui est indiquée dans Vineyard et Feder (1974; p. 156) mesure environ 39 kms². Si ceci était le véritable total de la zone de recharge, il faudrait 305 m de recharge pour donner la quantité d'eau qui s'écoule de la source. Il est probable que la zone de recharge soit plutôt de 390 kms². Un traçage récent de Dean (1979; comm. personnelle) montre que l'amont de Little Dry Fork près de Rolla, Missouri fournit de la recharge en sorte que la zone de recharge comprend probablement la plupart des bassins hydrographiques de Little Dry Fork, Dry Fork, et Norman Creek. Normalement ces cours d'eau n'ont de l'eau qu'après des averses violentes. Quoique le karst superficiel ne caractérise pas cette zone, les cours d'eau qui se perdent dans le sol et la Formation Roubidoux qui est désagrégée et perméable fournissent un moyen de pénétration pour l'eau superficielle.

En 1969, des plongeurs de l'équipe de sauvetage sous-marin de St. Louis (St. Louis Underwater Recovery Team) ont pénétré dans l'aqueduc phréatique qui alimente Maramec Spring en employant des appareils respiratoires sous-marins indépendants. L'ouverture, qui mesure près de 1,2 m de haut et 3,0 m de large, s'étend vers le sud-ouest, sous la falaise et derrière la source. Les plongeurs n'ont pu pénétrer par l'orifice que pendant les périodes d'étiage. Pendant les périodes de débit normal, la vitesse de l'eau à travers l'orifice est approximativement de 1,5 m/sec. Même pendant les périodes de débit faible, les plongeurs sont obligés de se hisser à travers l'orifice par des projections parsemées le long des murs. Une fois qu'on est à l'intérieur de l'aqueduc, la grotte phréatique augmente de dimensions près d'une grande salle et la vitesse de l'eau diminue. Par conséquent, à partir des plongées de Roger Miller et Frank Fogarty plus tard, le levé de l'aqueduc s'est étendu jusqu'à 530 m, et la profondeur maximum jusqu'à 60 m. Au bout de la partie explorée de l'aqueduc, le passage maintenait 12 m de large et 5 m de haut.

Maramec Spring a joué un rôle important dans les premières années de l'histoire du Missouri en fournissant de l'énergie hydraulique à une fonderie de fer. En 1826, Thomas James, un quincailleur de l'Ohio, s'est mis à faire construire le Maramec Iron Works (la Fonderie Maramec) qui pendant 20 ans a été le plus grand (et parfois le seul) fournisseur de fer dans ce nouvel état. Des sédiments de dolines chargées d'hématite et de limonite qui se trouvaient tout près ont été fouillés. Pour faire du charbon pour le processus du fer au charbon de bois, on coupait et transformait le bois à la fonderie. Des changements technologiques et la découverte du fer dans d'autres régions ont rendu le processus du fer extrait à l'aide du bois désuet et peu économique d'où la fermeture de Maramec Iron Works en 1876.

Le parc est dirigé aujourd'hui par la James Foundation de New York et constitue donc un parc public qui appartient à un particulier. Même si on ne voit plus les roues à aubes, si on n'entend plus le bruit retentissant des marteaux à forger géants, l'endroit sert toujours à nous rappeler une époque importante de l'histoire du Missouri. Il reste toujours quelques parties de la fonderie, y compris le fourneau, les marteaux à forger, et le barrage de Spring Branch. Un musée près de la source contient des objets de la région, des souvenirs de la famille James et un modèle réduit en marche qui montre le plan de la fonderie et le processus de la fabrication de la fonte. Les truites élevées dans le bassin de la source fournissent un sport et une distraction pour les pêcheurs à la ligne.

Distances

cum.	Diff.	
46,2		Rebroussez chemin à l'entrée du parc.
	0,7	
46,9		Tournez à droite et allez vers l'ouest sur Hwy 8.
	2,6	
49,5		Croisement des Hwy. 8 et Hwy. 19. Tournez à gauche et dirigez-vous vers le sud sur le Hwy 68.
	22,6	
72,1		Croisement des Hwy. 68 et Hwy. 19. Tournez à droite et allez vers le sud sur le Hwy. 19.

72,4	0,3	Vous entrez dans Salem, Missouri.
	1,3	
73,7		Croisement des Hwy. 19, 32, et 72. Continuez vers le sud sur le Hwy. 19.
	27,9	
101,6		La percée de la route est en Dolomite Gasconnade.
	1,0	
102,6		Vous traversez Sinkin Creek. La percée tout près est en dolomite Gasconnade et elle montre une activité karstique intense.
	1,3	
103,9		Vous traversez Current River, le bassin hydrographique majeur du sud-est du Missouri.
	0,3	
104,2		Vous traversez Spring Valley Creek.
	0,1	
104,3		Entrée à Round Spring Recreational Area. Tournez à gauche et entrez dans le parking.

Arrêt No. 8: Round Spring et Round Spring Caverns

Round Spring, l'une des grandes sources qui alimentent le Current River, a un débit moyen annuel d'environ 1,3 m³/s et c'est aussi la 14ème source du Missouri. La source jaillit par une ouverture phréatique dans la Dolomite Eminence (qui est partiellement bloquée par des éboulis) qui s'est créée à la suite d'un effondrement de la voûte d'une grotte. Le résultat a été un bassin presque circulaire. Une partie de la voûte s'est conservée et elle forme un pont entre le bassin de la source et son exutoire. La source a été répertoriée et montre une profondeur pénétrable maximum d'environ 17 m dans le conduit phréatique.

Des notes ont été prises sur le débit de la source d'octobre 1928 à septembre 1939 et puis elles se font de nouveau aujourd'hui depuis 1965. Les records maximum et minimum sont de 15 m³/s le 19 mai, 1933 et de 0,3 m³/s du 10 au 12 décembre, 1937 (Vineyard et Feder, 1974; p. 109).

Beckman et Hinchey (1944; p. 116) ont noté des changements de niveau et de débit de la source qui ne s'expliquaient pas par les changements de précipitations. Ces changements peuvent être attribués aux variations de la pression atmosphérique.

L'identité de la zone de recharge repose toujours sur des conjectures. Beckman et Hinchey (1944; p. 116) pensent que la zone de recharge se situe au sud-ouest de la source dans le bassin hydrographique de Spring Valley. Un traçage fait par Aley (1976a; p. 79-80 et 1976b; p. 54-56) indique que le bassin hydrographique de Spring Valley ne fournit qu'un peu de recharge. Aley croit plutôt que la zone de recharge se situe à l'est des rivières Spring et Current. Le traçage n'a pas encore confirmé cette hypothèse. Si c'est en effet vrai, l'eau passerait sous Current River pour se décharger à Round Spring.

Des plongeurs ont fait des explorations considérables dans Round Spring pour la Service des Parcs Nationaux (National Park Service) (Carrell, et al., 1980). Ce travail, qui fait partie d'une étude sur l'inondation des réservoirs nationaux (the National Reservoir Inundation Study), a été fait pour mesurer la résistance des matériaux archéologiques à l'inondation par eau douce. Les cartes superficielles et subaquatiques montrent un site archéologique noyé par 3 m d'eau dans la grotte au-dessous du pont naturel. Des objets ont été ramassés dans le site et ils ont été enregistrés sur bande vidéo en couleur aussi bien que les cartes et le site de la fouille. Le fait que le site se trouve sous l'eau indique qu'au moins une fois dans le passé il y a eu un changement hydrologique à long terme. Un tel changement peut être attribué à un effondrement majeur qui a bloqué ou au moins réduit l'ouverture de l'aqueduc qui alimente la source. On pourrait aussi l'attribuer à un changement majeur dans le climat.

A Round Spring Caverns qui est tout près on voit ce qui peut être un ancien réseau d'aqueducs qui alimentait un autre "Round Spring". Ses spéléogènes montre un épisode de développement de la grotte dans des conditions phréatiques, suivi d'un remplissage sédimentaire et d'une modification par des cours d'eau subaériens dans le cycle d'érosion actuel.

Round Spring Cavern

Bien qu'elle appartienne à un particulier, Round Spring Cavern est ouvert au grand public et il fait partie des "Ozark National

Scenic Riverways" (Rivières Scéniques Nationales des Ozarks) qui sont administrés par le National Park Service. Des visites organisées par les gardes forestiers peuvent être arrangées par le personnel de l'ONSR.

Round Spring Cavern se situe dans une zone très découpée du Plateau Salem où se trouvent des couches massives de dolomites cambro-ordoviciennes qui ont été érodées par les cours d'eau et qui ont été modifiées par la dissolution de l'eau de fond. Le long du Current River et de ses tributaires majeurs se trouvent beaucoup de grottes et de sources. Round Spring Cavern n'est pas la plus grande mais elle est bien décorée par les concrétions et ses formes sont typiques des grottes de cette région.

En se développant la grotte joint la Formation Eminence cambrienne et la Formation Gasconade ordovicienne par une ouverture dans le Grès Gunter, pierre de base de la Gasconade. Les passages inférieurs de la grotte sont dans l'Eminence, les voûtes sont du Gunter par endroits, et les niveaux supérieurs de Round Spring Cavern sont du Gasconade.

L'entrée se trouve dans une rive forte escarpée de Spring Valley Creek à 20 m au dessus du ruisseau. Elle mène dans un passage étroit qui serpente pendant 125 m et puis qui rejoint le milieu du passage principal de la grotte. Ce petit passage est antécédent au large passage principal et il a dû être créé par la coulée d'un cours d'eau quand un niveau hydrostatique diminuant a laissé la grotte dans une zone non saturée.

Il y a deux cours d'eau dans la grotte, dont l'un s'évacue dans le bras du nord et l'autre dans le bras du sud. Néanmoins ces cours d'eau ne sont que des drainages aux eaux vadoses que capturent les passages de la grotte; ils n'ont rien à faire avec un réseau hydrographique karstique et l'inondation de la grotte n'est plus un problème bien qu'une étendue de sédiments détritiques marque l'inondation le remplissage, et l'érosion d'autrefois.

La piste du bras du sud (gauche) monte à travers un vaste passage à hautes voûtes qui s'est beaucoup modifié par l'érosion fluviale et par l'effondrement. Il y a des exemples de niches de méandre types dans la roche des parois, des dépôts de lit de cours d'eau et une grande variété de concrétions. Une des grandes salles qui s'appelle le "Tobacco Barn" (la suerie à tabac) à cause des draperies étendues de la voûte, est une forêt de dépôts stalagmitiques. Aussi, dans le cours d'eau de la grotte il y a des dépôts étendus de la barre de travertin qui forment des gours dans lesquels on voit souvent la salamandre aveugle des grottes des Ozarks, *Eurycea lucifuga*.

Les vastes concrétions de carbonate de calcium dans cette partie de la grotte sont souvent couvertes d'hélicites ou d'anthodites ou de tous les deux. Par endroits les hélicites sont développés de manière si épaisse et si consistante qu'ils ont été baptisés "la mousse minérale" (Bretz, 1956, p. 239). Bretz a également fait référence aux surcroissances étendues d'anthodite dans le Tobacco Barn comme la "barbe de trois semaines" (three weeks beard).

La piste inférieure dans le bras sud va sous et à travers une zone de pendants de voûte sculptés par l'eau dans la dolomite de la voûte. Ceux-ci marquent une époque d'érosion fluviale quand le gravier du lit a forcé le courant fort contre la voûte où ses capacités érosives ont produit les pendants.

La cascade près du bout du bras sud laisse tomber l'eau d'une origine inconnue de la Dolomite Gasconade, par un lit de grès qui mesure 1,3 m et qui est la pierre de base Gunter du Gasconade. Juste au delà de la cascade le bras sud termine dans un cône de débris qui tronque le passage principal. L'effondrement s'est fait apparemment par l'approfondissement de la vallée près du passage aîné de la grotte.

En se retournant vers le passage d'entrée, le bras nord vous mène à travers un passage spacieux mais moins orné qui se dirige d'abord vers le nord-nord-ouest et puis droit vers l'est vers une termination double contre des culots de débris d'effondrement causés par l'érosion verticale d'un cours d'eau à la surface. Ici comme dans le bras sud, le lit phréatique principal d'origine s'est beaucoup modifié par les cours d'eau de la zone vadose. Le dépôt détritique se voit dans les parois de la grotte et il marque un passé de remplissage et d'enlèvement des dépôts par l'action des (ou d'un) cours d'eau dont ceux d'aujourd'hui sont bien réduits en volume.

Les résultats du remplissage de la grotte--en argile ici, en sable et en gravier là--comprennent le tassement après l'assèchement,

l'affaissement, la création de failles à petite échelle, et l'effondrement par suite de l'affouillement érosif. Les failles présentent un intérêt spécial surtout où se voit en plusieurs endroits du bras nord des escarpements miniatures y comprises les surfaces de glissement. Le tassement du remplissage au dessous des dépôts stalactitiques a fracturé la calcite en laissant des ouvertures dans ce qui était autrefois des colonnes entières.

Sans compter l'habitat qu'elle fournit à plusieurs espèces d'organismes adaptés aux conditions de la grotte, Round Spring Cavern est aussi un site paléontologique. Les "lits d'ours" (bear beds) et les os d'ours documentent une époque où les ours habitaient la région des Ozarks et employaient les grottes comme lieux hibernaux. Bat Cave (la Grotte des Chauves-Souris) en amont sur le Current River et disposée de façon pareille à celle de Round Spring Cavern, a rendu la skelete d'un ours avec une pointe de flèche en chert entre les vertèbres. L'évidence archéologique suggère qu'elle date d'il y a 1600 ans.

Le Round Spring Cavern d'aujourd'hui est une reste d'un réseau qui était autrefois plus grand et qui continue de se réduire à cause de l'ingression par des cours d'eau destructeurs qui cause des effondrements. L'origine de la grotte n'a pas été déterminée ni où l'eau ressortait quand le passage était rempli. Elle a probablement jailli à une source préexistante qui était l'ainée de Round Spring et qui a disparu il y a longtemps à cause de l'approfondissement de la vallée par le Current River. Il n'y a pas d'évidence que Round Spring Cavern est rattaché au réseau karstique qui fournit Round Spring. Ce dernier réseau doit être beaucoup plus jeune, beaucoup plus profond, et il fonctionne en réponse à des conditions beaucoup différentes de celles qui ont produit Round Spring Cavern.

104,3		Rebroussez chemin à l'entrée du parc.
105,5	1,2	Tournez à gauche et dirigez-vous vers le sud sur Hwy. 19.
116,5	11,0	Descendez dans la vallée de Jacks Fork River. Les percées sont en Dolomite Gasconade vers le haut de la colline, puis elles sont en Dolomite Eminence en bas de la colline.
117,6	1,1	Traversée de Jacks Fork River.
117,7	0,1	Vous entrez à Eminence, Missouri.
117,9	0,2	Croisement des Hwy.s 19 et 106. Tournez à droite et allez vers l'ouest sur le Hwy. 106.
123,5	5,6	Traversée de Jacks Fork River.
123,7	0,2	Tournez à droite et entrez dans le parc qui s'appelle "Alley Spring Recreational Area" et dirigez-vous vers le parking.

Arrêt No. 9: Alley Spring (La Source Alley)

Un moulin pittoresque dans une vallée à pentes raides embellit la montée d'Alley Spring. La source écoule du passage d'une grotte phréatique qui s'est développé dans la Dolomite Eminence. Les plongeurs de l'Underwater Recovery Team de St. Louis ont exploré la source en avril, 1960 (Dr. R. W. Shelby; comm. écrite) et ils ont trouvé que la partie la plus profonde du bassin de la source était de 9,8 m. Les plongeurs ont pu pénétrer la grotte phréatique à une profondeur de 30 m dans une distance horizontale de 45 m. Les dimensions de l'aqueduc étaient 4,5 m de largeur et 3 m de hauteur où la grotte rejoigne le bassin de la source. Le sol de la grotte est couvert d'une couche de gravier en chert désagrégé d'épaisseur inconnue.

Nous avons des renseignements sur le débit de la source pour les années 1928 à 1939 et encore de 1965 au présent. Le débit annuel moyen de la source est d'à peu près 3,8 m³/s ce qui le met au rang de la 17^{ème} source du Missouri (Missouri Geological Survey and Water Resources, 1967; p. 167). Les débits maximum et minimum enregistrés sont de 78 m³/s le 22 avril, 1974 et de 1,5 m³/s du 15 au 18 octobre, 1934. Antérieur au débit maximum de 78 m³/s de 1974, un maximum de

30 m³/s était enregistré du 11 mars, 1935. Cette décharge (de 1974) représente le maximum qui ait jamais été enregistré pour une source du Missouri.

Deux traçages par colorant ont été faits par Aley (1976a, p.75 et 1976b, p. 29) qui montrent que la zone de recharge pour Alley Spring se situe à l'ouest de la source et au nord de Jacks Fork River. Une grande partie de la zone de recharge près de Summersville, Missouri se distingue par les cours d'eau qui se perdent et d'une forte quantité de karst superficiel.

Le débit d'Alley Spring répond rapidement aux précipitations, ce qui est vrai pour une grande partie des sources des Ozarks. Aley (1976a; p.75-76) a tracé l'eau d'une doline (qui formait un gour par intérim) pendant 4 kms au nord-est de Summersville à Alley Spring. En moins de huit jours le colorant est ressorti dans la source à 17,6 kms de là ce qui indique une vitesse de 91 m par heure.

Un autre traçage par colorant d'Aley (1976b; p. 29-35) a montré une interaction hydrologique entre les sources majeures dont les jaillissements se situent à plusieurs kilomètres les uns des autres. Du colorant versé dans un cours d'eau qui se perd à 3,2 kms à l'ouest de Summersville est ressorti à 23 kms de là à Alley Spring. Le colorant est également ressorti à Blue Spring dans le fleuve Jacks Fork vers 14,5 kms au sud-est du site de sa mise en l'eau. On a estimé la durée de son trajet à Blue Spring à environ 13 jours et pour aller à Alley Spring il a mis 15 jours. Une vitesse moyenne en ligne droite du mouvement du colorant était estimée à 78 m par heure pour Blue Spring et à 69 m par heure pour Alley Spring. L'interaction hydrologique entre les sources majeures des Ozarks est rare. Vandike (1979) a fait deux traçages dans le bassin de North Fork River avec un colorant qui est ressorti à deux sources bien éloignées l'une de l'autre. Aley (1976b) croit que l'interaction se produit quand la recharge déborde les aqueducs souterrains ce qui cause l'excès d'eau à chercher un autre réseau de coulée menant à une autre source. Quinlan et Rowe (1977) ont reproduit ces résultats par le traçage dans un réseau distributaire de grottes dans le karst central du Kentucky.

Une fois, la source Alley s'est arrêté de couler pendant 12 heures (Bridge, 1930). Le niveau de l'eau dans le gour de la source s'est diminué rapidement et se trouvait à 1,5 m au dessous du niveau normal. Après 12 heures, le niveau de l'eau est remonté et l'écoulement a repris, la source étant trouble pendant plusieurs jours. La formation d'une grande doline en amont à 24 kms au nord-ouest de la source a peut-être causé le blocage temporaire de la canalisation d'eau à la source.

3ème Jour: D'Alley Spring, Missouri à Blanchard Spring Caverns, Arkansas

Distances cum.	Diff.	
0		Sortez du parking d'Alley Spring et tournez à gauche. Allez vers l'est sur le Hwy. 106.
5,6	5,6	Croisement des Hwy.s 106 et 19. Tournez à droite et allez vers le sud sur le Hwy. 19.
16,4	10,8	Vous entrez à Winona, Missouri. Tournez à droite et allez vers l'ouest au croisement des Hwy.s 19 et 60.
18,5	2,1	Croisement des Hwy.s 19 et 60. Tournez à gauche et allez vers le sud sur le Hwy. 19.
35,7	17,2	Traversée d'Eleven Point River.
36,4	0,7	Tournez à droite et entrez dans le parking de Greer Spring. Cette source appartient à un particulier. Veuillez lire et suivre la liste de règles pour touristes.

Arrêt No. 10: Greer Spring Missouri

La source Greer, la troisième source des Ozarks du Missouri et de l'Arkansas, s'écoule de deux exutoires dans la Dolomite Gasconnade inférieure. Le bras de la source, le plus long de toutes les sources importantes de la région des Ozarks, continue pendant 2,4 kms. La plupart des sources des Ozarks émergent à partir des ruisseaux ou des

fleuves importants, mais la Source Greer est à 1,6 km de et à 9 m au dessus de la rivière Eleven Point. Le bassin hydrographique superficiel du bras de la source qui mesure de 8 kms², a des parois escarpées et ressemble beaucoup aux vallées voisines. Il n'y a pas de plaine d'inondation alluviale. Aley (1975) pense que Greer Spring est une forme superficielle assez récente selon les résultats de son étude de la géomorphologie du bras de la source et la configuration de la zone de recharge.

Les deux exutoires de Greer Spring se séparent de 90 m et l'exutoire supérieur est à 4,5 m au dessus de l'exutoire inférieur. L'exutoire supérieur est une grotte en dolomite qui est pénétrable pendant une centaine de mètres au delà d'une cascade et d'un gour et qui continue dans un passage bas ou le niveau hydrographique et la voûte se joignent dans un siphon. L'exutoire inférieur est la percolation vigoureuse d'un conduit entièrement rempli d'eau qui est sous une pression hydrostatique considérable. Aux étiages la percolation diminue à un point où la surface de l'eau est plus ou moins calme. En période de crue la percolation monte à 0,7 ou 1,0 m dans l'air. On note les coulées de la source depuis 1929. Le débit le plus élevé a eu lieu le 27 mai, 1927 et il était de 25,5 m³/s le 16 novembre, 1956. Le débit moyen pendant les derniers 50 ans est de 8,2 m³/s.

Plusieurs auteurs dont Doll (1938) et Beckman et Hinchey (1944) ont tenté de désigner la zone de recharge de Greer Spring. Aley (1975) était le premier à réussir un traçage jusqu'à la source. Des traçages par Aley (1975) et Tryon (1978; comm. écrite) montrent que la zone de recharge se situe à l'ouest et au nord de Greer Spring dans les bassins hydrographiques de l'Eleven Point River supérieur et de Spring Creek. La zone de recharge est apparemment de forme irrégulière, longue et étroite. Des cours d'eau qui se perdent aussi loin de Greer Spring que Willow Springs, Missouri (56 kms) fournissent de la recharge.

Pendant les étiages quand la percolation est moins forte, les plongeurs ont pu pénétrer l'exutoire inférieur à 30 m de profondeur (Vineyard, 1974). Aucune tentative de plonger dans le siphon ne s'est fait dans l'exutoire supérieur.

Greer Spring est nommé d'après le Capitaine John Greer qui a aménagé l'eau de la source pour actionner un moulin il y a plus de 100 ans. Le premier moulin, construit sur le bras de la source était accessible par un chemin rude; des vestiges de ce chemin se voient dans le chemin qui va du moulin à la source. Un attelage de boeufs était dressé à naviguer le chemin sans conducteur. Les boeufs, qui sont plus forts et plus calmes que les chevaux, étaient nécessaires pour hisser les charrettes à grains sur la pente raide de la colline au moulin sans incident. Vers 1883, la construction d'un broyeur à meules horizontales a commencé sur une colline au dessus du bras de la source. Un système unique de courroies a servi à la transferte de la force générée par la roue dans l'eau du bras de la source au moulin qui était à une centaine de mètres en haut. La construction du moulin s'est achevée en 1889 et le moulin existe toujours au bord de la route.

- | | | |
|------|------|---|
| 36,4 | | Sortez du parking de Greer Spring et allez vers le sud sur le Hwy. 19. |
| | 2,1 | |
| 38,5 | | De grandes dolines peu profondes se trouvent à gauche de la route. De telles dolines parsèment la plaine karstique Alton. |
| | 6,3 | |
| 44,8 | | Croisement des Hwy.s 19 et 160. Tournez à gauche et allez vers le sud sur le Hwy. 19. |
| | 15,7 | |
| 60,5 | | Croisement des Hwy.s 19 et 63. Traversez le Hwy. 63 et continuez sur le Hwy. 19. Vous entrez à Thayer, Missouri. |
| | 0,6 | |
| 61,1 | | Traversez Two-Mile Creek. |
| | 0,6 | |
| 61,7 | | Croisement du Hwy. 19 et de la Route W. Tournez à droite et allez vers l'ouest sur la Route W. |
| | 5,5 | |
| 67,2 | | La route pavée se termine; continuez tout droit. |
| | 0,4 | |
| 67,6 | | Tournez à droite sur le chemin en terre. |
| | 0,1 | |

Arrêt No. 11: Grand Gulf, Missouri

Grand Gulf est une grotte effondrée à l'endroit d'un pont naturel, d'un canyon karstique et d'une grotte qui sont les restes d'une grotte qui autrefois était extensive. Bretz (1956) a attribué l'effondrement au développement de la grotte le long d'une zone de faille qui se voit très bien dans les flancs de la doline. Le développement de failles, l'inondation conséquente, et la brecciation peuvent se voir au bout est de Grand Gulf, près de l'entrée de la grotte et à d'autres endroits dans la doline. Le plan de faille ne coupe pas le pont naturel ce qui explique sa manque d'effondrer. Grand Gulf, ses affluents de côté compris, est long de 1,6 km. L'effondrement a détourné le drainage de Bussell Branch ce qui a ajouté 52 kms² de drainage superficiel à Grand Gulf et ce qui a entraîné l'inondation aux périodes d'averses fortes. La grotte au bout est du canyon karstique a reçu beaucoup d'ébouillis et de sédiments des inondations. Owen (1898) a exploré la grotte jusqu'à 150 m en employant un bateau dans un grand cours d'eau souterrain. Aujourd'hui la partie pénétrable de la grotte est beaucoup moins longue. Des travaux préliminaires récents par des plongeurs indiquent qu'une partie de la grotte inondée peut être accessible si on se sert d'un appareil respiratoire indépendant, mais les galeries extensives et le large cours d'eau dont Owen a parlé restent toujours inconnus aux explorateurs modernes.

Hedden (1968) a répertorié beaucoup de la géologie de la région Thayer et il s'est servi de la photographie aérienne pour identifier les linéaments et les traces possibles de failles. Grand Gulf est développé dans la Formation Cotter ordovicienne inférieure, dolomite argillacée qui contient des couches mineurs de grès et de chert. Comme d'habitude, le Cotter a peu de grottes mais il présente de nombreuses dolines. Dans la région au nord et à l'ouest de Grand Gulf il y a des karsts superficiels extensifs avec bien des dolines composées. Le réseau de faille Mansfield, qui s'étend à partir de Mammoth Spring, Arkansas au nord-est de Mansfield, Missouri, passe à travers cette zone. Il est probable que les failles et leurs cassures associées ont joué un rôle important dans la karstification de cette région.

Toney Ail (1966: rapport non-publié) a tracé une coloration fluorescine de Grand Gulf à Mammoth Spring approximativement 13 kms au sud-est. Grand Gulf et son karst superficiel associé forment donc une partie majeure de la zone de recharge de Mammoth Spring (Vineyard et Feder, 1974)

- | | | |
|------|-----|--|
| 67,7 | | Reprenez la route empierrée et tournez à gauche; allez vers l'est et retournez donc à Thayer. |
| | 0,6 | |
| 68,3 | | Le pavé recommence ici. |
| | 5,4 | |
| 73,7 | | Croisement de la Route W et du Hwy. 19. Tournez à droite et allez vers le sud sur le Hwy. 19. |
| | 1,0 | |
| 74,7 | | Croisement des Hwy.s 19 et 63. Tournez à droite et allez vers le sud sur le Hwy. 63. |
| | 1,1 | |
| 75,8 | | Traversez la frontière du Missouri et de l'Arkansas. Vous entrez à la ville de Mammoth Spring, Arkansas. |
| | 0,1 | |
| 75,9 | | Tournez à gauche dans Mammoth Spring State Park. Suivez la route jusqu'au parking. |
| | 0,4 | |
| 76,3 | | Entrez dans le parking. |

Arrêt No. 12: Mammoth Spring, Arkansas

Mammoth Spring, première source de l'Arkansas et deuxième des Ozarks, débite d'un conduit presque vertical dans la Dolomite Cotter ordovicienne inférieure. L'émergence n'est qu'à 150 m de la frontière Missouri-Arkansas. L'eau de la source est retenue par un barrage avec usine hydroélectrique. Après une coulée d'un kilomètre plus ou moins, le bras de la source entre dans le Spring River. On a peu de données sur le débit de la source mais le débit moyen est de 8,9 m³/s. Les débits minimum et maximum enregistrés pour cette source sont de 6,8 m³/s et de 12,2 m³/s.

La zone de recharge de la source est assez bien définie et elle se trouve presque entièrement dans le Missouri. Des traçages par Aid (1966), Aley (1975), et Dean (1978) montrent que la zone de recharge se trouve à l'amont du drainage de Warm Fork Spring River, dans des parties plus petites du bassin hydrographique du sud de l'Eleven Point River, et dans l'extrême est du bassin hydrographique du North Fork River.

Des traçages et des données potentiométriques sur les puits montrent que les limites est du bassin hydrographique de North Fork River sont les limites ouest de la zone de recharge de Mammoth Spring (Vandike, 1979).

Il y a peu de grandes sources dans la Dolomite Cotter mais la structure intensive de la zone de recharge pour Mammoth Spring semble augmenter la karstification et le développement des grottes. Hedden (1968) a répertorié plusieurs failles de la région au nord-ouest de Mammoth Spring. Une analyse des images LANDSAT montre de nombreux linéaments. Une carte hypsométrique structurale dressée d'après la base de la Formation Roubidoux montre un large synclinal plongeant vers le sud-est qui s'étend à partir du nord-ouest de West Plains, Missouri jusqu'en Arkansas. L'axe du synclinal va jusque dans l'Arkansas près de Mammoth Spring. La zone de recharge de la source se caractérise par de nombreuses dolines, une désagrégation profonde avec résidus épais, et une abondance de cours d'eau qui se perdent.

Des lagunes d'égouts à West Plains, Missouri (à environ 38 kms au nord-ouest de la source) sont construites sur la plaine d'inondation de Howel Creek, un affluent qui se perd de Warm Fork Spring River. Des effondrements de doline sont arrivés souvent dans ces lagunes depuis leur construction en 1965. Le dernier effondrement (le 5 mai, 1978) a laissé environ 94.000 m³ d'égouts non-traités ou partiellement traités dans le système d'eau souterraine. D'autres effondrements quelques jours plus tard y en ont rajouté plusieurs millions de litres. De la coloration introduite dans l'effluent qui se perd par Dean (1978) a été récupérée à Mammoth Spring 12 jours plus tard. Cet événement a reçu une attention nationale par la presse et au moins 700 cas de maladie ont été attribués au fait des gens buvant de l'eau de puits contaminée par les égouts. Depuis, on a construit un nouveau système couteux pour le traitement des égouts qui utilise la dernière technologie donc on ne se sert plus de ces lagunes peu sûres.

La désagrégation profonde et la cassure dans cette zone permettent une rapide recharge de la nappe d'eau souterraine. La plupart des bassins hydrographiques dans la zone de recharge comportent des cours d'eau qui se perdent et peu de grandes dolines retiennent de l'eau. Un enregistreur du niveau d'eau continu est entretenu par le "Missouri Division of Geology and Land Survey" à un puits public abandonné de West Plains qui montre des crues de plus de 30 m dans les heures suivant les précipitations majeures.

Distances

cum.	Diff.	
76,3		Sortez du parking; tournez à gauche et retournez au Hwy. 5.
	0,4	
76,7		Tournez à gauche et allez vers le sud sur le Hwy. 5.
	0,1	
76,8		Tournez à droite sur le Hwy. 9 et allez vers le sud. Pendant les 70 miles suivants en allant vers Mountain View, Arkansas, la visite suivra le Hwy.9. Cette route va à travers les collines de la limite sud du Plateau Salem pendant les premiers 45 miles (72 kms) en allant vers Melbourne, Arkansas. Les prochains 25 miles (40 kms) de route (en allant vers Mountain View) serpentent à travers le Plateau Springfield pendant un de ses secteurs les plus étroits. Mountain View se situe à la base de l'escarpement abrupt du Plateau Boston Mountain. Les Plateaux Salem et Springfield sont constitués par des roches ordoviciennes et mississippiennes qui sont en grande partie des carbonatés karstifiés. Le Plateau Boston Mountain est couvert des roches clastiques pennsylvaniennes et ne contient pas de karst sauf aux limites ou

		l'articulation a exposé les carbonatés sous-jacents. Le Plateau Salem est fort découpé mais les pentes et le relief sont modérées à cause du peu d'encaissement du lit du cours d'eau. Les élévations de la surface le long de la route varient de 150 m à Mammoth Spring à 290 m à environ 3,2 kms au sud de Wheeling, Arkansas et puis elles retombent à 180 m à Melbourne. Le relief local est d'habitude 30 m. Le Plateau Salem descend vers le sud et son sommet varie de 245 m près de Mammoth Spring à 215 m près de Melbourne.
96,9	20,1	Croisement des Hwy.s 62 et 9. Continuez tout droit sur le Hwy. 9.
118,7	21,8	Des massifs isolés du Plateau Springfield sont visibles à l'horizon devant et à droite de la route.
121,8	3,1	Vous entrez à Melbourne Arkansas. Croisement du Hwy. 69 à gauche et du Hwy. 9 à droite. Tournez à droite sur le Hwy. 9. Les prochains 25 miles (40 kms) en allant vers Mountain View traverseront le Plateau Springfield. Cette partie du Plateau Springfield est fort découpée par le White River et ses affluents. Les pentes sont raides et le relief est plus ou moins haut à cause du fort encaissement du White River. Le Plateau Springfield descend vers le sud et son élévation de sommet varie de 335 m au sud de Melbourne à 245 m à Mountain View où il se termine par le Plateau Boston Mountain.
126,6	4,8	Serrez à gauche et arrêtez-vous. Remarquez le panorama au sud en regardant à travers le Plateau accidenté et découpé de Springfield jusqu'au Plateau Boston Mountain à 13 miles vers l'horizon.
134,1	7,5	Serrez à gauche et arrêtez-vous. Panorama au sud et à l'est. East Twin Creek qui est immédiatement au dessous de vous a une élévation de 122 m. L'élévation où vous êtes est de 244 m. Brandenburg Mountain, la montagne autour de laquelle tourne la route, a une élévation de sommet de 335 m et White River, qui n'est pas directement visible mais qui est à 3,2 kms ou au sud ou à l'ouest, a une élévation de 90 m.
141,2	7,1	White River. Pont construit en 1974 pour remplacer le bac.
141,4	0,2	Croisement du Hwy. 5, du Hwy. 9, et du Hwy. 14 (Allison Junction). Tournez à gauche en allant vers Mountain View sur le highway composé 5, 9, et 14.
145,7	4,3	Vous croisez le Hwy. 382 et vous entrez ensuite à Mountain View, Arkansas, d'une population de 1866 personnes, ville administrative du comté Stone, et maison-mère du Centre Folklorique Ozarkien (Ozark Folk Center), organisation de l'état de l'Arkansas dédiée à la préservation et au partage de la manière de vivre des Ozarkiens. ceci comprend l'artisanat des montagnards (les cabin crafts), la musique et la danse, l'histoire fondée sur interviews enregistrés, et le folklore. Tournez à droite sur le Hwy. 382 pour aller jusqu'au centre folklorique.
146,5	0,8	Croisement des Hwy.s 382 et 382S. Tournez à gauche sur le Hwy. 382 et entrez dans le centre folklorique.

146,8	0,3	Sortez du parking du centre folklorique et re-broussez chemin à Allison Junction par le Hwy. 382 et le highway composé 5,9, et 14.
152,2	5,4	Croisement des Hwy.s 5,9, et 14 (Allison Junction) Tournez à gauche sur le Hwy. 14 en allant vers Blanchard Springs Cavern.
153,6	1,4	Entrez dans Sylamore Ranger District, Ozark National Forest.
162,4	8,8	La route d'entrée à Blanchard Springs Caverns; tournez à droite.
164,0	1,6	Tournez à droite vers les cavernes.
164,5	0,5	Parking de Blanchard Springs Caverns et centre de renseignements touristiques.

Arrêt No. 13: Blanchard Springs Caverns, Arkansas

Les grottes de Blanchard Springs et la grotte Roland sont dans la région calcaire du nord de l'Arkansas près de la limite extrême sud-est du Plateau Springfield. Les strates rocheuses plongent un peu vers le sud ce qui est consistant avec l'orientation régionale du nord de l'Arkansas. Localement, les failles et les plissements mineurs ont entraîné les cassures et les diaclases qui ont permis la karstification accélérée du calcaire.

L'érosion par les cours d'eau a exposé des roches ordoviciennes et mississippiennes. La désagrégation par l'eau a laissé une couche épaisse de résidus dans quelques zones, et l'érosion a laissé voir des affleurements dans d'autres. Une activité de creusement par les cours d'eau a accéléré l'érosion dans les vallées tandis que les sommets des montagnes ont un contour arrondi ou plat avec des pentes raides. Les sommets arrondis sont attribués aux tendances à la désagrégation du chert de la Formation Boone. Dans la zone de Blanchard Springs l'élévation dépasse rarement 275 m au dessus du niveau moyen de la mer et il y a un relief minimum de 152 m au fond des vallées. Il y a plusieurs dolines dans cette partie des Ozarks, mais beaucoup d'autres ont été complètement oblitérées par le remplissage de colluvion.

Les roches sédimentaires de la région autour de Blanchard Springs consistent en calcaire, dolomite, chert, schiste, tous de l'ère paléozoïque. Les grottes Roland et Blanchard Springs sont toutes les deux développées entre la Formation Boone sur-jacente de l'âge mississippien et le Grès St. Peter sous-jacent de l'âge ordovicien. Au dessus du Grès St. Peter et aux environs des grottes la strate carbonatée mesure 70 m d'épaisseur et elle consiste en Dolomite Joachim et en Calcaires Platin, Kimmswick, Fernvale, et St. Clair. L'activité karstique a produit quatre niveaux de développement de la grotte. La spéléogénèse ne semble pas avoir trop à faire aux variations lithologiques mais elle semble être contrôlée par l'érosion superficielle de la vallée ce qui produit des exutoires de source qui drainent chaque niveau de grotte au fur et à mesure qu'ils sont produit par cette érosion.

Les concrétions qui se trouvent dans les grottes sont des types de croissance variés y compris celles qui ont cru à l'air libre, celles qui ont cru sous l'eau, et celles qui ont cru du contact de l'air et de l'eau. La recristallisation de beaucoup des minéraux calcitiques originaux s'est fait dans une grande partie des structures en travertin. Le recouvrement cristallin des stalactites et des staligmites s'est produit dans les zones où l'eau a totalement remplacé l'air. La coulée dans beaucoup de ces endroits qui étaient autrefois remplis d'air a aussi érodé bien des stalagmites plus âgées qui avaient cru à l'air libre.

Les grottes Roland et Blanchard Springs sont connues depuis le temps où le premier homme blanc est passé dans cette région au début du 19^{ème} siècle. Roland Cave était facilement pénétrable mais il n'avait pas un grand nombre de stalactites. On ne connaissait Blanchard Springs Caverns qu'en observant la grande fosse obscure et mystérieuse dans la vallée étroite en amont de la source. Evidemment la première pénétration dans la fosse enregistrée était vers 1930 quand un employé de la Forest Service est passé au fond par une corde de 21 m. Puisqu'il n'avait pas de bonne lampe il n'est pas passé au delà du fond de la fosse. Entre 1930 et 1963 beaucoup de petits

groupes de spéléologues sont entrés dans la grotte par la fosse et ils ont exploré pendant des distances considérables. En 1963, plusieurs spéléologues qui répertoriaient et qui exploraient ont trouvé un nouveau niveau inconnu auparavant et qui avait beaucoup de concrétions.

En 1964, la première initiative prise au sujet de la grotte était de faire des levés géologique, topographique, et souterrains. Les résultats de ce travail ont débuté l'exploitation commerciale de Blanchard Springs Caverns. Pendant l'aménagement, des membres de la National Speleological Society en coopération avec la Forest Service ont continué l'exploration et le levé des zones inconnues de Blanchard. On a maintenant 9,7 kms de carte linéaire de Blanchard et autant de Roland Cave. Les résultats de l'exploration et du levé indiquent que les grottes Roland et Blanchard Springs communiquaient autrefois l'une avec l'autre mais ce passage de 215 m est aujourd'hui obstrué par des éboulis. De l'eau de la grotte Roland débite dans Blanchard à travers les éboulis.

La visite de Blanchard Springs Caverns comprendra toutes les zones exploitées sur les deux visites offertes qui s'appellent le Dripstone Trail et le Discovery Trail. On pénètre la grotte par l'ascenseur du centre des renseignements touristiques. L'ascenseur descend dans un puits artificiel au niveau supérieur de la grotte. Au fond du puits, un tunnel artificiel mène une courte distance jusqu'à la grotte naturelle et jusqu'au "Cathedral Room", salle spacieuse.

La visite de Dripstone Trail a lieu au niveau supérieur de la grotte et elle comprend une visite au "Cathedral Room". Notre visite ira dans la grotte et nous verrons cette partie de la grotte en revenant à l'ascenseur avant de partir. Nous continuerons en suivant la route de la visite "Discovery Trail" qui traverse le Cathedral Room et puis qui descend jusqu'au niveau inférieur de la grotte. Dans le niveau le plus bas de la grotte nous verrons le cours d'eau de la grotte. Ce cours d'eau sort d'un passage totalement rempli d'eau et il émerge à la surface sous forme de Blanchard Springs (la Source Blanchard). La visite passe au dessous de la doline qui est l'entrée naturelle et qui a un puits de 21 m de profondeur. Une grande partie de Discovery Trail suit un très grand passage inférieur. La première partie de ce passage n'est pas ornée de formes stalactifères mais la dernière partie du passage présente des exemples massifs de croissance de carbonate de calcium secondaire. La piste fait un brusque crochet et on grimpe jusqu'au niveau supérieur jusqu'au "Ghost Room" (la Salle des Phantômes).

Du Ghost Room la visite sortira de la grotte par un tunnel artificiel. Après une brève pause à la surface, notre groupe se promènera pendant 0,1 mile le long d'une route pavée et l'on rentrera dans la grotte par un autre tunnel artificiel. Ce tunnel mène aux parties arrières de la visite Dripstone Trail qui se fera en ordre inverse pour qu'on puisse revoir le Cathedral Room. Ensuite l'ascenseur nous aidera à sortir de la grotte.

Distances

cum. Diff.

164,5 Rebroussez chemin au pavillon de l'Ozark Folk Center.

17,7

182,2 Pavillon de l'Ozark Folk Center.

4ème Jour: De l'Ozark Folk Center jusqu'à Springfield, Missouri

0 Sortez du parking du pavillon de l'Ozark Folk Center. Rebroussez chemin à Allison Junction par le Hwy. 382 et les Hwy.s composés 5, 9, 14.

5,4

5,4 Croisement des Hwy.s 5, 9, et 14 (Allison Junction). Continuez tout droit sur le Hwy. 5. Pendant les prochains 70 miles (112 kms) l'itinéraire suivra le Hwy. 5 vers le nord jusqu'au sud du Missouri avec une courte excursion pour voir le barrage Norfolk. Les premiers 13 miles (21 kms) serpenteront à travers la sous-province du Plateau Springfield.

0,2

Nous traversons la frontière des Plateaux Springfield et Salem un peu au sud du White River. Le reste de notre itinéraire sera à travers le plateau découpé de Salem.

19,0	13,4	Limite nord approximée de la sous-province du Plateau Springfield.
21,9	2,9	Pont sur le White River; sortez du comté Stone et entrez dans le comté Izard.
35,0	13,1	Voici la Maison Wolf à gauche. Construite en 1809, elle est la première maison habitée par des gens blancs en Arkansas.
35,1	0,1	Pont sur North Fork River.
37,8	2,7	Croisement des Hwy.s 5 et 177. Prenez le Hwy. 177 vers Norfolk Dam. La route passe par la base du barrage et puis elle monte la butée ouest. Elle passe autour d'une colline et puis elle traverse le barrage.
40,3	2,5	Haut du barrage Norfolk à la butée ouest. Parking.

Arrêt No. 14: Norfolk Dam, Arkansas

A la fin des années 30 et pendant les années 40, des études extensives se sont faites par le Génie de Little Rock (U. S. Corps of Engineers) le long de la rivière White et ses affluents dans le sud du Missouri et le nord de l'Arkansas. Le White River présentait des possibilités excellentes de source d'énergie hydro-électrique à cause de sa grande zone de drainage et son débit de base élevé. Plusieurs compagnies d'électricité qui s'intéressaient à la construction d'endiguements sur la rivière n'ont pu trouver de sites convenables à cause de la désagrégation karstique du sol à roche carbonatée.

Les géologues du Génie ont examiné beaucoup de sites possibles pour le barrage. Des sites qui paraissaient bien à la surface étaient jugés impossibles d'après les perforations mécaniques d'exploration. Des traitements réparateurs de la fondation pour empêcher des fuites d'eau étaient jugés être trop chers. Presque toutes les sites examinées étaient profondément désagrégées dans les butées. Les géologues ont trouvé peu d'études formelles concernant la désagrégation des carbonates. Ces géologues ont enfin eu un aperçu sur le problème lorsqu'ils ont examiné de près les grottes de la région. La plupart des grottes contenaient un remplissage argileux, mais aucune source de l'argile a été trouvée à la surface pour la plupart des grottes. Après un examen attentif on a trouvé que cette argile n'était pas détritique mais qu'elle était résiduelle. Les structures sédimentaires pouvaient se tracer de la roche des parois dans et à travers l'argile. Des couches mineurs de schiste et de chert se trouvaient in situ dans l'argile. La conception est née de la décomposition carbonate-à-argile sans réduction de volume. Cette conception fermement tenue par les géologues, était vue comme une hérésie géologique pendant un temps. Après un examen plus approfondi des excavations, des percées des routes, et de tout autre endroit où les points de contact du sol et de la roche du fond pouvait se voir cette conception s'était bien établie.

Cette désagrégation in situ expliquait la présence des cavités remplies d'argile mais elle n'expliquait pas les mécanismes ni ne donnait d'aperçu sur la nature de l'expression superficielle des conditions de la désagrégation souterraine. A cause du prix élevé du sondage explorateur on a dû trouver de moyen peu cher et rapide pour distinguer les mauvais sites des bons. Un examen des données a montré qu'il existe une corrélation entre la topographie et le degré de la désagrégation si on suit deux hypothèses. D'abord, la profondeur de la désagrégation d'une pente abrupte est directement proportionnelle au temps d'exposition dans les roches carbonates relativement uniformes et non-remuées. La deuxième hypothèse, qui n'est pas aussi évidente ni si facilement comprise, est qu'un ou deux des produits de la désagrégation agit en agent catalyseur qui accélère la vitesse et la profondeur de la décomposition chimique dans les zones où le sol résiduel n'avait pas été immédiatement enlevé par l'érosion (Roberts, 1964).

En se servant de ces deux hypothèses, il semblait possible de chercher un site pour le barrage sans dépenser trop dans l'exploration. Le site idéal devait avoir deux versants de vallée très raides où existait un niveau hydrostatique élevé ce qui permettrait l'enlèvement

rapide des produits de la désagrégation et ne permettrait que la désagrégation par la nappe d'eau souterraine peu profonde. On a mis ces hypothèses en pratique au site Bull Shoals. Le sondage à diamant a montré que ce site était favorable et que les frais de quelques traitements réparateurs à la fondation seraient raisonnables.

Bien que ces deux hypothèses ont bien marché, il y avait 25 ans avant que des travaux plus approfondis aient révélé l'agent catalyseur mystérieux. On pensait qu'un courant électrique, causé par le contact des massifs rocheux hétérogènes, était responsable de la formation des dépôts d'argile résiduelle où se présente de l'eau oxygénisée. Ce travail a mené à la découverte des indications topographiques des "fausses façades". Un "mur de façade" est une poche ou une zone dans la paroi d'une vallée qui est séparée de la vallée par une mince coquille de roche solide. Dans les terrains à roches carbonate et granitique, les affleurements puissants ne représentent qu'un mince revêtement de roche solide sur un matériau profondément désagrégé. Les sites présentant les "murs de façade" montraient aussi un aplatissement de la pente au dessus de l'affleurement. Ensuite la pente devenait plus raide. La pente aplatie ne permet pas l'enlèvement des produits de la désagrégation.

Les concepts présentés ci-dessus ont servi aussi à la construction du barrage Norfolk. Cet endiguement est construit dans des dolomites ordoviciennes des Formations Jefferson City et Cotter. Quoiqu'on ait trouvé du matériau de la désagrégation pendant les travaux sur les butées, la désagrégation n'était pas au point d'affaiblir le barrage. Le barrage se situe sur le môle d'une faille d'effondrement. Cette faille de bordure septentrionale est perpendiculaire à l'axe du barrage et elle présente de nombreuses cavités karstiques remplies d'argile. Le sondage a indiqué que la paroi de la vallée entre le barrage et la faille était solide mais un peu mince. On a projeté que la pire situation serait l'enlèvement du remplissage argileux par la pression hydrostatique du réservoir. L'inondation subséquente ne serait pas aussi grande que celles enregistrées auparavant.

Le barrage poids de 76 m a été construit au début des années 40 et le réservoir a été rempli en 1944. Aucun fuit d'eau ne s'est produit dans la butée nord et il n'a pas fallu de jointolement au mortier liquide au bord du réservoir.

Distances cum.	Diff.	
40,3		Partez de Norfolk Dam et rebroussez chemin au Hwy. 5.
	3,5	
43,8		Croisement des Hwy.s 5 et 177. Tournez à droite et allez vers le nord sur le Hwy. 5.
	16,6	
60,4		Frontière Arkansas-Missouri. Sortez de Baxter County, Arkansas et entrez à l'Ozark County, Missouri.
	18,6	
79,0		Croisement des Hwy.s 5 et 160. Tournez à gauche sur le Hwy. 160. La route continue vers l'ouest pendant presque 25 miles (40 kms) avant de se retourner vers le sud pour la visite du laboratoire souterrain des Ozarks (Ozark Underground Laboratory). La route reste dans la sous-province du Plateau Salem.
	11,9	
90,9		Pont à travers le bras Little North Fork du lac Bull Shoals. Le barrage Bull Shoals endigue le White River dans l'Arkansas près de Mountain Home pour former ce lac. Le barrage de Bull Shoals ressemble beaucoup au barrage Norfolk et le terrain karstique carbonate aux sites des deux barrages et dans les deux réservoirs se ressemblent aussi.
	11,5	
102,4		Tournez à gauche sur la route empierrée sans indication et allez vers le sud jusqu'à l'entrée de l'Ozark Underground Laboratory.
	2,0	
104,4		Croisement avec le chemin empierré de l'Ozark Underground Laboratory.
	1,1	
105,5		Croisement. Prenez le chemin empierré en aval à droite.

Arrêt No. 15: Ozark Underground Laboratory et la Grotte de Tumbling Creek, Missouri

Tumbling Creek Cave, connu aussi sous le nom de Bear Cave (la Grotte de l'Ours), est développée dans la Dolomite Jefferson City. Dans cette région, la Jefferson City est une dolomite marron-clair à marron, et de cristalline moyenne à fine. C'est aussi une dolomite argillacée qui présente des unités mineurs de dolomite sableuse, de grès et de chert.

La grotte a une longueur répertoriée de plus de 3048 m et elle s'utilise comme laboratoire spéléologique. Des recherches dans des disciplines telles que la biologie et l'hydrologie se réalisent dans la grotte par le propriétaire et directeur, M Thomas Aley, du public, et des organisations externes. Le laboratoire, fondé en 1966, comprend aujourd'hui 1,2 km² de surface sur-jacente à la plupart du réseau de grottes. La terre autour de la grotte n'est pas convenable à la culture et il n'y a pas de grandes villes près de l'installation donc les activités de l'homme du passé ou du présent ont eu peu d'impact sur la grotte. La grotte a été désignée comme Site National Naturel principalement parce qu'elle héberge la faune la plus diverse de toutes les grottes à l'ouest de la rivière Mississippi. Des visites et des ateliers éducatifs du laboratoire mettent l'accent sur les relations de la surface au souterrain dans les terrains de roches solubles.

L'entrée à Tumbling Creek Cave qui s'appelle l'entrée Bear Cave mesure 21 m de largeur et 1,5 m de hauteur. Un second puits d'entrée a été creusé pour permettre un moyen d'accès plus convenient et pour assurer un meilleur contrôle de la circulation dans la grotte. Un cours d'eau assez grand parcourt la plupart de la grotte. Pendant les périodes d'étiage, le cours d'eau entre dans une petite fosse à 106 m de l'entrée naturelle et il ressort le long de Bear Creek comme une source. L'eau débite de l'entrée Bear Creek aux périodes de crue.

Le réseau de grottes possède un niveau supérieur plus âgé qui est représenté par les passages Est et Nord-Ouest et par un niveau mouillé et plus bas que suit le cours d'eau. Les deux niveaux se rejoignent au "Big Room" (Grande Salle).

De l'entrée naturelle, le passage inférieur du cours d'eau serpente doucement vers le nord-ouest. La hauteur du passage diminue progressivement de 1,5 ou 1,8 m près de l'entrée jusqu'à 0,75 ou 0,9 m à 200 m de l'entrée. Après 106 m d'un passage bas et mouillé, la hauteur de la voûte augmente de nouveau jusqu'à 1,5 ou 1,8 m. Ce passage de cours d'eau se caractérise par un passage bas et large contrôlé par un plan de stratification. Quand le passage arrive au Breakdown Chamber (la Chambre d'Éboulis), il devient une transversale plus étroite et plus haute.

L'entrée artificielle entrecroise la grotte au bout d'un passage plus élevé qui tend vers le sud-ouest du Breakdown Chamber. Un bâtiment qui couvre le puits de 6,7 m et une porte à travers le passage minimisent l'impact d'une seconde entrée sur les conditions physiques et sur la faune. A partir de la chambre d'entrée, on peut entrer dans le passage du cours d'eau directement par un petit passage qui sert à joindre le passage du cours d'eau ou on peut suivre le passage sec jusqu'à son croisement avec la chambre d'éboulis à 150 m au nord-est.

Le Breakdown Chamber et son extension nord, le Big Room, forment une grande salle continue qui mesure 137 m de longueur. C'est dans cette zone que les passages plus hauts, East (est) et Northwest (nord-ouest), s'entrecroisent avec le passage du cours d'eau. La hauteur du Big Room varie entre 4,5 et 6 m sauf là où se croisent les passages. Là la hauteur est de 15 m.

A 91 m en amont du Big Room, le passage du cours d'eau bifurque. L'eau coule d'un passage bas et mouillé pénétrable au nord-ouest pendant 122 m. La branche nord-est, le passage Dry-Stream (Cours d'Eau Asséché), continue pendant 152 m et montre les caractéristiques bas et large du passage inférieur du cours d'eau (Lower Stream Passage).

Le passage Est qui s'entrecroise avec le Big Room, est pénétrable pendant 580 m. Sa transversale est en général moins allongée que celle du passage du cours d'eau. Les zones d'effondrement sont fréquentes. Ce passage montre la plupart des formes stalactitiques accessibles.

Le passage nord-ouest, ancienne extension du passage est, s'étend jusqu'à 396 m à partir du Big Room. Sa hauteur varie jusqu'à 6 m et

sa largeur est de 3 à 6 m. La transversale de ce passage ressemble à celle du passage est et la modification vadose du cours d'eau est apparente. Le laboratoire a désigné ce passage comme lieu sauvage.

Autre passage supérieur, Hibernation Hall (la Salle de l'Hibernation) est tributaire du passage est. Ce passage commence à 61 m dans le passage est et il s'étend vers le sud-ouest jusqu'à un point juste au dessus du Breakdown Chamber. Le passage est en général plus haut que large avec une hauteur qui va jusqu'à 6 m et une largeur qui varie de 2,5 à 6 m.

Thomson et Aley (1971a) décrivent la grotte comme étant à l'origine deux groupes de passages séparés. Le niveau supérieur consiste en des passages nord-ouest et est, Hibernation Hall et les tributaires mineurs. Après le premier développement phréatique le long des plans de stratification et de diacalse, le passage a servi comme canalisation alimentant un réseau d'aquifères. L'élargissement vadose dans le passage inférieur est peut-être arrivé à la suite d'un effondrement majeur dans le Big Room. Cela a fait que le cours d'eau de la grotte ait formé un nouveau passage autour de l'effondrement et il a éventuellement abandonné son cours supérieur.

L'eau de la grotte entre dans le Bear Creek et plus tard, dans le réservoir Bull Shoals. Des traçages par Tom Aley ont montré que les endroits où se perdent Bear Creek et ses affluents fournissent de l'eau à la grotte. Le débit du cours d'eau de la grotte est en général de 0,015 à 0,85 m³/s mais après de fortes averses on a enregistré des débits de 2,8 m³/s. Les périodes de crue dans la grotte ont lieu dans les 24 heures suivant les précipitations, ce qui est un peu plus lent que les drainages de surface adjacents (Thomson et Aley, 1971b).

L'Ozark Underground Laboratory est parmi les quelques installations pareilles du monde. Les chercheurs externes peuvent établir des projets de recherche que les employés du laboratoire réaliseront. Des données peuvent être recueillies sur toute échelle ou tout intervalle sans que le chercheur visite la grotte. L'accès soigneusement contrôlé, les conditions inchangées de la surface, les fréquentes vérifications de l'appareillage font que cette grotte soit idéale aux études hydrologiques. Aussi, la flore et la faune fournissent de nombreuses possibilités d'études de la vie dans ce milieu.

Distances
cum.

Distances cum.	Diff.	
105,7		Sortez de l'Ozark Underground Laboratory et rebroussez chemin au Hwy. 160. A partir de l'Ozark Underground Laboratory notre itinéraire continue vers l'ouest. La plupart de cette partie de l'itinéraire est une continuation de la traversée du Plateau Salem découpé. Un petit massif isolé et très découpé du Plateau Springfield est traversé au commencement de cette partie de l'itinéraire et l'on rencontre de nouveau le bord du Plateau Springfield près de la Grotte Marvel.
	3,3	
109,0		Croisement du Hwy. 160 et de la route empierrée. Tournez à gauche et allez vers l'ouest sur le Hwy. 160.
	1,3	
110,3		Croisement des Hwy.s 160 et 125. Tournez à droite et continuez sur le Hwy. 160. Pendant les prochains 1,5 miles (2,4 kms) la route escaladera un massif isolé du Plateau Springfield.
	7,4	
117,7		Il commence une douce descente de 2 miles (3,2 kms) du Plateau Springfield jusqu'au Plateau Salem.
	10,0	
127,7		Croisement des Hwy.s 160 et 76. Tournez à gauche et continuez vers l'ouest sur les Hwy.s 160 et 76.
	2,9	
130,6		Croisement des Hwy.s 160 et 76. Tournez à gauche sur le Hwy. 76.
	0,1	
130,7		Pont sur le White River et une partie du lac Bull Shoals très proche de sa source.
	12,0	
142,7		Croisement du Hwy. 76 et du Business Route 65 (la Route Commerciale). Tournez à gauche sur le Business Route 65.

144,5	1,8	Croisement des Hwy. 65, Business Hwy. 65, et de la Route V. Tournez à gauche et allez vers le sud sur le Hwy. 65.
145,8	1,3	Croisement des Hwy.s 65 et 165. Tournez à droite sur le Hwy. 165.
148,5	2,7	Arrêtez-vous au bord droite de la route. Ceci s'appelle "Table Rock". Panorama sur la vallée du White River, le lac Taneycomo étant directement en dessous et le barrage Table Rock étant à gauche. Continuez tout droit sur le Hwy. 165.
152,1	3,6	Vous traversez le barrage Table Rock.
153,3	1,2	Croisement des Hwy.s 165 et 265. Tournez à gauche et allez vers le nord sur le Hwy. 265. Vous quittez aussi le Plateau Salem et vous commencez l'ascension graduelle (5 miles; 8 kms) jusqu'à la surface du Plateau Springfield.
159,0	5,7	Croisement des Hwy.s 265 et 76. Tournez à gauche et allez vers l'ouest sur le Hwy. 76.
159,5	0,5	Croisement du Hwy. 76 et du Lake Road 76-60 (Route du Lac). Tournez à gauche et allez vers le sud sur le Lake Road 76-60.
160,0	0,5	Tournez à droite et entrez à Silver Dollar City et dans le parking de Marvel Cave.

Arrêt No. 16: Marvel Cave, Missouri

Bien qu'elle ne soit pas la grotte la plus longue du Missouri, la grotte Marvel est la grotte la plus profonde à 117 m de profondeur. La seule entrée connue est un joint élargi par la karstification à la base d'une doline allongée dans l'extrémité d'une vallée près du haut d'Indian Ridge (la Crête Indienne) près de la source de Jake Creek.

Vers la fin du 19^{ème} siècle l'exploitation des mines de plomb et de zinc était à son apogée dans le sud-ouest du Missouri. Un groupe de capitalistes de Lamar, Missouri ont acheté la grotte Marvel (appelée alors la Grotte de Marbre ou "Marble Cave") pour l'exploitation du plomb, du zinc, ou du marbre. La compagnie a fini par exploiter le guano de chauve-souris du passage sec à l'ouest du Cathedral Room (Martin, 1974; p. 16).

Comme pour beaucoup de mines, un village s'y est établi autour. Le village de Marmaris avait une école, un magasin d'approvisionnement (general store), une fonderie, une menuiserie, et une poterie. Le village s'est détruit par incendie en 1893 après la fin de l'exploitation du guano.

William Henry Lynch, mineur et écrivain canadien a tant entendu parler de la grotte qu'il l'a achetée sans la voir. Lynch et ses filles, Geneviève et Miriam, ont ouvert la grotte au grand public en 1894. Le seul aménagement à l'époque était une échelle qui connectait l'entrée de la doline à l'énorme montagne de débris dans la chambre d'entrée. Des soucis économiques ont forcé la retraite de Lynch et ses filles à Québec pour trouver encore du capital. A leur retour, ils ont trouvé que la grotte servait à des visites. Truman Powel, spéléologue et imprimeur, a réclamé la grotte puisque Lynch était si longtemps absent. Lynch a pu prouver titre incontestable et il a repris la propriété. Lynch et ses filles ont passé bien des années à améliorer les chemins de visite et les transports à la grotte. Après la mort de Lynch en 1927, Geneviève et Miriam ont continué de diriger l'affaire. En 1950, l'entreprise était donnée à bail à la famille d'Hugo Herschend.

La famille Herschend a passé les années suivantes à faire des changements utiles. Ils ont ajouté des lampes électriques, une tour en fer et en béton pour remplacer la vieille tour en bois, et un funiculaire dans un tunnel artificiel pour emmener les gens de la grotte.

Marvel Cave est aujourd'hui un Site National Naturel et elle est entourée de Silver Dollar City, récréation fascinante d'un village des années 1880 où peuvent se voir l'artisanat, la culture, et la mode

de vivre du Missouri sud-ouest au 19^{ème} siècle.

A la différence de la plupart des grottes des Ozarks qui ne croisent pas les bords des formations multiples, Marvel Cave commence dans le calcaire Mississippien et se termine dans la dolomite ordovicienne inférieure. L'entrée de la doline et la plupart du Cathedral Room sont dans la Formation Reeds Spring, calcaire très chertique de l'âge mississippien. Les Formations Pierson, Northview, et Compton, toutes de l'âge mississippien, se présentent aussi dans la chambre d'entrée. Le Pierson est un calcaire crinoïde de mince couche. Le Northview est une mince unité de schiste et de schiste argileux et le Compton, la carbonate mississippienne de base dans cette région, consiste en une mince couche de calcaire. La Formation Bachelor, grès et schiste mince d'âge mississippien, sépare les carbonates mississipiennes de la dolomite Cotter ordovicienne inférieure.

La formation Reeds Spring affleure dans la doline qui mène à la double ouverture de la grotte. En entrant dans la grotte, la vue de la chambre d'entrée, le Cathedral Room, est spectaculaire. La tour d'entrée est à 26 m de hauteur et termine sur une colline d'éboulis et de guano. La piste qui serpente à la base de cette petite montagne de débris descend encore 30 m. La concrétion calcite la plus grande de la grotte est près du fond ouest du Cathedral Room. Cette forme stalagmitique spectaculaire, la Cloche de la Liberté (the Liberty Bell) est un dôme stalagmitique massif qui mesure 17 m de hauteur et 61 m autour. L'eau chargée de minéraux qui a créé la concrétion est entrée par une diaclase très apparente sur-jacente à la concrétion.

La piste sort du Cathedral Room derrière le Liberty Bell et elle mène jusqu'au Serpentine Way (le Sentier Serpentin), passage étroit et serpentant qui est développé dans les Formations Compton et Northview qui sont très résistantes. Le sol de la grotte descend de plus en plus quand on s'approche de l'Egyptian Room (la Salle Egyptienne) et du Gulf of Doom (la Golfe du Destin) qui est un puits de 40 m aux parois striées et avec des poches d'argile rouge.

Des escaliers aident les touristes à pénétrer plus loin dans la grotte par un labyrinthe de tunnels descendants à la base du Gulf of Doom et encore plus bas au Waterfall Room (la Salle de la Cascade) là où l'on rencontre pour la première fois le Lost River (la rivière perdue). Cette rivière, point le plus bas de la visite, s'inondait pendant les fortes averses. On a maintenant un barrage en amont qui endigue provisoirement les eaux d'inondation en les laissant graduellement couler. Lost River peut être tracé pendant encore 610 m en amont jusqu'où elle termine dans des éboulis. Le cours en aval est rempli d'eau. Des traçages ont montré que Lost River recharge la source Neely à 2 miles de là dans l'Indian Creek Valley. La source a été inondée à la création du réservoir Table Rock.

Autrefois, la visite de la grotte terminait au Waterfall Room et les touristes devaient rebrousser chemin pour sortir à l'entrée. Actuellement, la visite continue par Blondie's Throne (le Trône de Blondie), petite chambre bien ornée de stalagmites. Ce passage était autrefois peu haut et vaseux mais on a excavé de l'argile pour qu'on puisse s'y promener confortablement.

A partir de Blondie's Throne, la piste serpente et monte vers un escalier construit sur un côté d'un puits et qui termine sur une plate-forme artificielle. D'ici, le puits est impressionnant et son origine d'une cascade est bien apparente. On entre ensuite dans le funiculaire pour sortir de la grotte.

La stratigraphie qu'on remarque en sortant de la grotte est à l'inverse de celle qu'on remarque en entrant. La Formation Bachelor est juste au dessus de la porte de la station funiculaire. Si vous montez l'escalier pour choisir la place la plus en amont du train (le siège le plus haut), vous passez à travers les Formations Compton et Northview. Au haut de l'escalier il y a un point de contact Northview-Pierson. Dans le tunnel de sortie on ne voit que la Formation Pierson.

Le premier levé de la grotte était de S. Fred Prince de 1895 à 1902. La carte de Prince était bien précise et elle n'est remplacée que par la carte plus détaillée de Hoffman et al. (1968). La carte de Hoffman montre 2043 m de passage et ne comprend pas quelques uns des passages auxiliaires ni la terminaison du passage de Lost River.

Distances

cum.
160,0

Diff.

Rebroussez chemin du parking de Silver Dollar City et Marvel Cave jusqu'au croisement de Hwy.

		76 et du Lake Road 76-60. A partir de Marvel Cave la route fait un brusque crochet à l'est pendant une courte distance et puis elle tourne droit vers le nord en allant vers Springfield, terminus de notre visite. Presque immédiatement à l'est la route sort du Plateau Springfield et puis elle descend jusqu'au Plateau Salem. Ensuite la route tourne vers le nord et, à la façon des montagnes russes, elle traverse le plateau très découpé de Salem. Bientôt après, les pics de ce segment escaladent jusque dans l'Escarpement Eureka Springs très découpé qui se dirige vers le nord-est, et finalement jusque sur le Plateau Springfield.
160,5	0,5	Croisement du Hwy. 76 et du Lake Road 76-60. Tournez à droite et allez vers l'est sur le Hwy. 76.
162,9	2,4	Vous sortez du Stone County et vous entrez au Taney County. Pendant les prochains 3 miles (4,8 kms) la route descendra graduellement du Plateau Springfield jusqu'au Plateau Salem.
169,6	6,7	Croisement des Hwy.s 76 et 65. Traversez le pont puis tournez à droite sur la rampe et allez vers le nord sur le Hwy. 65.
181,8	12,2	Vous sortez du Stone County et vous entrez au Christian County. La crête des collines surmonte alors la surface du Plateau Salem.
191,0	9,2	Surface du Plateau Springfield.
196,3	5,3	Pont sur le Finley River.
203,4	7,1	Pont sur le James River et le lac Springfield.
212,5	9,1	Pont et croisement de l'I-44 et du Hwy. 65. Traversez le pont, prenez la rampe de sortie à droite et puis allez vers l'ouest sur le I-44.
217,6	5,1	Croisement de l'I-44 et du Hwy. 13. Tournez à droite et allez vers le nord sur le Hwy. 13.
219,5	1,9	Croisement du Hwy. 13 et du Fantastic Caverns Road (Farm Road 94). Tournez à gauche et allez vers l'ouest sur le Farm Road 94.
221,6	2,1	Croisement du Farm Road 94 et du Farm Road 125. Tournez à droite et allez vers le nord sur le Farm Road 125.
221,9	0,3	Croisement du Farm Road 125 et du Farm Road 92. Tournez à gauche et allez vers le nord sur le Farm Road 125.
222,8	0,9	Tournez à droite dans le parking de Fantastic Caverns.

Arrêt No. 17: Fantastic Caverns, Missouri

La plupart des grottes, surtout celles aux petites entrées obscures, sont découvertes par hasard. Tel était le cas de Fantastic Caverns. La petite entrée naturelle était trouvée par John Knox qui en 1862 donnait secours à un chien de chasse tombé dans une crevasse. En 1867, douze femmes de Springfield, Missouri ont fait la première exploration de la grotte connue au public (Weaver et Johnson, 1980; p. 222). Avant 1920, la grotte, avec une entrée élargie, s'est convertie en nightclub souterrain. Il y avait un pavillon de danse équipé d'éclairage électrique. Le jeu, la consommation de whiskey illégal, et le combats de coq y prospéraient. Lorsque ces activités, dont toutes étaient illégales, devenaient excessives on a vendu la grotte aux Chevaliers du Ku Klux Klan (KKK). Le Klan employait la

grotte comme temple de réunion pendant six ans mais il a manqué de purger son hypothèque après quoi il a perdu la grotte (Bretz, 1956; p. 107). La liste des anciens propriétaires est longue. Quelques uns parmi eux ont eu du succès, d'autres non. Pendant plusieurs années on a utilisé la grotte pour une émission de radio sur la musique rurale des Etats Unis. Fantastic Caverns était baptisé par F. B. Krehbiel, directeur de grottes du Missouri qui s'est rendu propriétaire de la grotte en 1951 (Weaver et Johnson, 1980; p. 212-213).

L'entrée de la grotte se trouve en amont dans une ravine profonde à 244 m de la rivière Little Sac et à 23 m au dessus. A l'entrée la roche de recouvrement est assez mince. Avant l'élargissement de l'entrée, les éboulis et de l'argile ont presque entièrement bloqué le passage d'entrée. Juste à l'intérieur de l'entrée on voit de nombreux dépôts de travertin. Les plus impressionnants sont les piliers, dont quelques uns sont plus larges que hauts, et plus d'une douzaine se trouvent dans les premiers 30 mètres. Quelques formes exceptionnelles des formes stalagmitiques communes se trouvent en abondance dans cette grotte. Les plus exceptionnelles sont les stalactites "betterave à sucre" qui sont celles avec un bombement au centre d'une forme plus mince.

A environ 137 m de l'entrée est l'"Auditorium" (la Salle de Conférences), salle de 76 m de longueur, 30 m de largeur et presque uniformément 5 m de hauteur. Cette salle a hébergé les réunions de KKK et les concerts de musique rurale. Et en 1968 il y a eu lieu un bal masqué pour le congrès annuel de la Société Nationale Spéléologique (National Speleological Society). A cause de l'uniformité de la salle son acoustique est exceptionnellement bonne.

Les croissances secondaires de carbonate de calcium dans cette zone se trouvent à la suite des joints. Passé l'Auditorium les dimensions diminuent un peu. A 30 m après l'Auditorium un boisage de puits passe à travers le côté nord-est du passage. Le puits s'est foré près d'une cabane au dessus de la grotte. Il n'est pas rare dans les Ozarks que les foreurs de puits rencontrent des ouvertures pleines d'eau ou d'air. De telles ouvertures rendent difficile la création d'un joint hermétique efficace et sanitaire autour du boisage. L'épaisseur de la voûte jusqu'au puits est de 12 m. Le foreur n'a pu atteindre le véritable soubassement qu'à 21 m au dessous de la voûte de la grotte ce qui démontre l'épaisseur considérable du remplissage argileux de la grotte.

A environ 305 m à l'intérieur de la grotte est le "Canyon", endroit où le passage principal est traversé d'un lit de ruisseau qui s'est profondément érodé dans le sol argileux de la salle. La visite commerciale se termine ici mais la grotte s'étend bien au delà. Pendant les périodes de sécheresse, on peut pénétrer le passage bas du ruisseau. En amont se trouve "Paradise Crawl" (passage que l'on ne peut suivre qu'en rampant) qui a une salle de 76 m de longueur, 12 m de largeur et 12 m de hauteur à un tiers de la distance du Canyon au siphon terminal du fond de la grotte. La Salle du Paradis (Paradise Room) n'est qu'une continuation du passage principal supérieur. Environ 76 m de débris la sépare du passage principal au delà de la fin de la visite commerciale. Le passage du Paradise Room au siphon terminal est très uniforme et ne mesure qu'environ un mètre de largeur et 0,3 à 1 mètre de hauteur. Le chert cassé recouvre le sol. Le "Paradise Crawl" mesure 805 m donc un spéléologue qui fait l'aller-retour jusqu'au siphon terminal fait un trajet de 1,6 km à quatre pattes. Le passage du cours d'eau en aval contient des seuils en travertin et quelques poissons aveugles des grottes (*Amblyopsis rosae*). Ce passage est pénétrable jusqu'à 183 m de la source au long du Little Sac River où sort le cours d'eau de la grotte.

Fantastic Caverns est une des rares grottes des Ozarks où l'on peut explorer les grottes avec un ciel bleu en dessus. La ravine étroite qui s'étend de la grotte à la rivière est en vérité une grotte dont le toit s'est effondré et qui est maintenant ouverte. De vieux dépôts de travertin, des poches de karstification, et d'autres formes cavernueuses se trouvent le long de cette ravine. La grotte se détruit lentement par l'érosion et l'effondrement. L'homme a aussi un effet important sur la grotte. Un peu au sud de la grotte se situent l'aéroport de Spring field et un centre industriel. De l'effluent des industries du centre a été trouvé dans l'eau de source de la grotte et dans d'autres sources locales principalement dans la forme de métaux lourds. La terre autour de l'aéroport est

la plaine d'une doline qui fournit de la recharge au réseau peu profond des eaux souterraines.

Cette partie de la province physiographique du Plateau Springfield contient de nombreuses grottes. Comme Fantastic Caverns la plupart sont développées dans le calcaire de la Formation Burlington. Les orientations des passages dans Fantastic Caverns indiquent un certain degré de contrôle des joints, les groupes nord-ouest et nord-est étant les plus dominants. Des plans de stratification contrôlent la voûte dans une grande partie de la grotte.

Fantastic Caverns est fier de sa visite d'un mile en caravanes tirées par des Jeeps ce qui rend la grotte accessible à presque tous. Au début on entrait et sortait par l'entrée naturelle élargie mais pour accommoder les Jeeps à butane on a construit une entrée artificielle il y a quelques ans. La visite entre par l'entrée artificielle et elle sort par l'entrée naturelle.

Distances cum.	Diff.	
222,8		Rebroussez chemin au Farm Road 94.
	1,3	
224,1		Croisement du Farm Road 125 et du Farm Road 94. Tournez à droite et allez vers l'ouest sur le Farm Road 94 vers le Hwy. 160.
	0,5	
224,6		Croisement du Farm Road 94 et du Farm Road 123. Tournez à gauche et allez vers le sud sur le Farm Road 123.
	0,9	
225,5		Croisement du Farm Road 123, de Farm Road 106, et de la North Westgate Avenue. Tournez à droite et allez vers le sud-ouest sur la North Westgate Avenue.
	0,6	
226,1		Tout droit et à droite se situe Mono Industries et leur lagune à égouts. La lagune se décharge directement dans une doline.
	0,3	
226,4		Croisement de la North Westgate Avenue et du Hwy. 160. Tournez à droite et allez vers le nord-ouest sur le Hwy. 160.
	0,8	
227,2		Croisement du Hwy. 160 et d'une route pavée. Tournez à gauche et allez vers le sud sur la route pavée en direction de l'aéroport de Springfield.
	0,5	
227,7		A gauche et tout droit est la lagune d'égouts industrielle de Litton Industries. En plus de l'odeur désagréable, cette lagune qui se trouve dans un pays karstique, cause la pollution de la nappe d'eau souterraine.
	0,3	
228,0		Parking de Springfield Municipal Airport. Fin de la visite.

Références67