

POLJE DE ZALDIVE

Por Adolfo Eraso
De Espeleología «Manuel Iradier»

INTRODUCCION

El presente trabajo es el resultado de las notas tomadas durante los años 1953 y 1954 con mis compañeros de espeleología del Club Montañero Estella, con la incondicional colaboración del Príncipe de Viana, de Pamplona, y de Félix Ruiz de Arcaute de Tolosa, ya que la carencia de material nos impedía el ataque satisfactorio en verticales de relativa magnitud.

Los posteriores acumulos de notas durante 1957 me hicieron comenzar el trabajo que titulé KARST DE URBASA y que alguna vez he consultado en otros casos (1) y (4).

Mi traslado a Vitoria me impidió su satisfactoria continuación por lo que aprovechando los últimos datos de 1958 tomados con mis nuevos compañeros de espeleología del «Manuel Iradier» de Vitoria, pude completar lo suficiente sobre esta zona del polje de Zaldive para sacar a luz estas líneas que, repito, no son más que una pequeña parte del primitivo en preparación KARST DE URBASA.

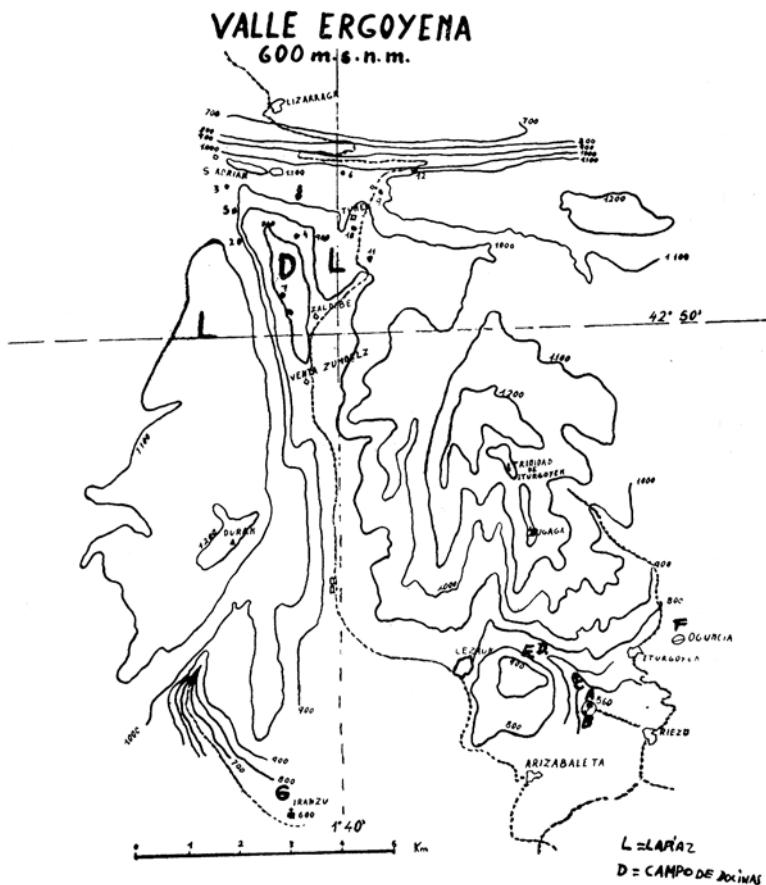
Vaya mi agradecimiento antes de terminar, a mis compañeros de equipo José Antonio Agorreta, y Armando Llanos, por su colaboración en los trabajos de gabinete.

Geología

A) SITUACION GEOGRAFICA

La zona a estudiar se halla enclavada entre los kms. 14 y 26 de la carretera de Estella a San Sebastián (de S. a N.) y entre el típico sinclinatorio de Urbasa por el W., y el valle de Olo por el E.

La alineación E - W de los ejes de los sinclitorios de Pamplona y Urbasa, pasan por esta zona, si bien sus directrices tectónicas son completamente diferentes.



Por el N. las poblaciones más próximas son Lizarraga, Unanua y Torrano, los tres pueblecitos situados en el valle de Ergoyena, si bien Lizarraga se halla enclavado en la conjunción de dicho valle con el de la Barranca, por donde pasa la carretera de Vitoria a Pamplona.

Por el E. y algo más lejos de la zona a estudiar, están Arteta, Olo y Senosiain cuyo valle (Olo) tiene salida a la cuenca de Pamplona.



El polje de Zaldive desde Tximua

(foto Eraso)

Por el SE. Iturgoyen, Riezu y Arizaleta, perteneciendo todos al valle de Guesalaz, donde se halla enclavado el pantano de Alloz.

Por el S. Abarzuza y el Monasterio de Iranzu, y por el W., el despoblado de la extensa sierra de Urbasa.

El polje de Zaldive se halla al NW. de la zona de estudio, desde la venta Zumbeltz cerca de la cual parte la calzada romana que lo cruza, hasta la ermita de San Adrián, ya sobre la balconada al valle de la Barranca.

Las posibles resurgencias consecuentes de la gran zona de absorción son por el S. Iranzu, por el SE. Riezu y Ogancia y por el E.

Arteta, si bien un poco al margen, aunque ello no implica necesariamente merma de posibilidades para ser zona de emisión, sino que por falta de tiempo ha sido menos estudiada.

B) ESTRATIGRAFIA

La zona en estudio se halla enclavada en pleno núcleo de la sedimentación mesoceno-zoica, que tanta importancia tuvo en Navarra a juzgar por los enormes espesores que los movimientos tectónicos dejan al descubierto especialmente en el antepaís surpirenaico.

TRIAS

Aparece mucho más al N. concordante con las directrices del gran geosinclinal de Bilbao y yaciendo de un modo normal, (22). Está representado principalmente por margas irisadas del keuper.

Al S.-SE.-E. y al margen de la zona existen dos jalones de diapiros con abertura angular de unos 110° ocupando el de Estella el vértice de ambas alineaciones. RIOS adopta la opinión de LOTZE sobre la influencia del geosinclinal vasco en la preparación tectónica antecedente al ascenso del keuper, casi exclusivo representante del triás extrusivo, no por la ausencia de otros materiales, sino por la gran probabilidad de presencia de las margas irisadas y yesos, sobre otros materiales.

JURA

Se ha señalado su ausencia (14) al E. de Navarra, sin duda por estar la región emergida durante la sedimentación. No obstante, al N. de la zona (en los alrededores de Madoz) en la escama de Aralar, puede verse.

Detalle curioso es la existencia de unas calizas grises muy finas en Alloz (junto al convento de religiosas Cisterciense), atribuido al jurásico (HUTTNER), la parquedad del afloramiento es manifiesta (10 mts. escasos).

CRETACICO

Las condiciones tectónicas del basamento durante el cretácico inferior, debieron ser semejantes al jurásico ya que existen lagunas estratigráfica, cuyas ausencias comprenden a ambos (14). No obstante, al S. de nuestra zona y E. de la sierra de Lóquiz, aflora el albense formado por marga, gris azuladas, siendo difícil precisar el paso a cenomanense profundo por la semejanza de facies.

Desde el diapiro de Alloz y ocasionalmente la base del Serrijón de Oncineda (cruz de los Castillos), al E. del diapiro de Estella, aparece el Cenomanense, el cual aumenta en espesor gradualmente hacia el W. N. W., es decir, hacia el geosinclinal vasco. En las proximidades de nuestra zona, en la Barranca, aparece con facies de orbitolinas, visibles en el tramo de carretera entre Echarri-Aranaz y Lizarraga-BIJBANK.

En el valle de Lana, W.S.W., la dirección, consecuencia de la erosión allí ocurrida, deja al descubierto las margas del cenomanense con facies semejante a la que presenta en la Barranca.

RUIZ DE GAONA, tiene un estudio de la facies del mismo en el tramo del ferrocarril de las proximidades de Zufia.

A continuación, puede verse un tramo de calizas grises que constituyen al S.W. la sierra de Lóquiz, atribuibles al Turonense-Conio-cense, con una potencia de unos 350 mts. en su parte máxima aflorada; el Turonense-conioense en la Barranca, está constituido por margas y calizas margosas.

A continuación viene un tramo bastante potente de margas (450 mts.) constatadas como senonenses, no apareciendo más al E. de la sierra de Lóquiz, que parece ser jalón límite de dicha sedimentación, circunstancia corroborada por la no presencia de las mismas sobre el cenomanense levantado por el diapiro de Alloz y porque el eoceno yazca sobre el cenomanense en el cono de la cruz de los Castillos de Estella RUIZ DE GAONA.

Las facies de espongiarios Hippuritos y Micraster del S.W. de la zona, se conserva al N. y N.W. de la misma en la barranca por lo que puede presumirse la competencia del estrato, bajo el sinclinal de Urbasa.

En este caso el nivel de base lógico de las aguas kársticas de dicha sierra lo constituye el senonense con sus margas impermeables. En efecto, muchos hechos corroboran esta afirmación.

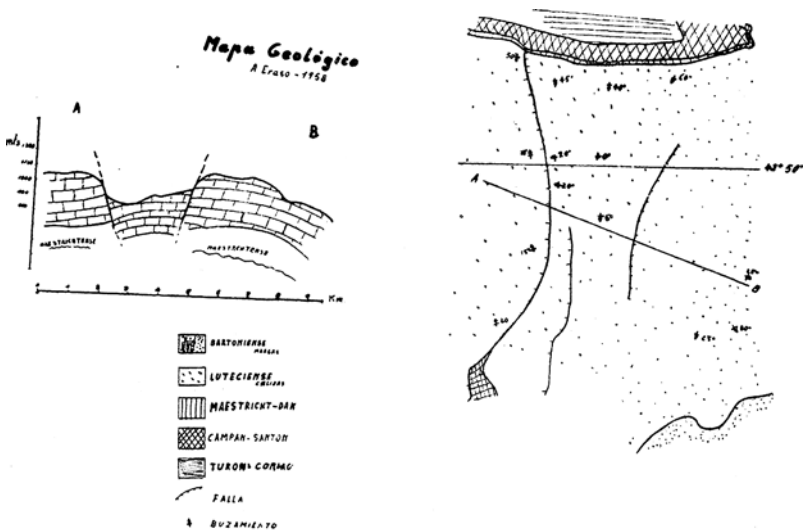
A uno y otro margen del sinclinal de Urbasa, yacen sobre el senonense unas calizas con orbitoides en cuyos tramos finales existen alternancias con margas, cuyo conjunto se atribuye al Maestrichtense-Canes (LLOPIS, HUTTNER, RUIZ DE GAONA).

EOCENO

Yaciendo directamente sobre la serie neocretácica Maestrichtense-Danes aparece el Luteciense con una facies de calizas en las que vienen representadas diferentes especies de nummulitas y Alveolinas, por las que puede afinarse bastante bien la edad. La potencia de

esta caliza constitutivas de la zona en estudio alcanza en algunos puntos casi 300 mts.

En las proximidades de nuestra zona, al W. en el sinclinorio de Urbasa, existen ocupando el núcleo del sinclinal, margas primero y areniscas después, con diversas atribuciones: Ludicense-Senoiense-(LLOPIS) (14) y Auversienne (LAANGE). De todos modos su importancia, desde el punto de vista geoespeleológico de la zona que nos ocupa, es prácticamente nulo.



Bajo un punto de vista geoespeleológico nos interesa el tramo de sedimentación, desde el Senonense, hasta el Luteciense, ambos inclusive ya que solamente aquí se desarrollan, o pueden desarrollarse (por extrapolación) las redes hipógeas subsecuentes a los fenómenos kársticos a estudiar.

C) TECTONICA

Siguiendo las directrices tectónicas de Navarra, sensiblemente de E. a W. y rompiendo la monotonía de la alineación suavemente sinclinal de Pamplona, proseguida en Urbasa, entre ambos sinclinales, está la zona del polje de Zaldive marcando una discordancia en el estilo tectónico típicamente jurásiro de los sinclinorios ya citados.

PLIEGUES

Al E. de la zona, la estructura es de anticlinal con suave caída periclinal de las calizas lutecientes, tanto sobre el valle de Arteta al E., como sobre el valle de Guesalaz, donde se sumergen bajo las margas bartoniense.

Por el W. la sierra de Urbasa, con una estructura de suave sinclinal, cuyo eje se orienta sensiblemente W.S.W.-E.N.E., se interrumpe bruscamente al llegar al polje, en el que la falla W. del mismo marca una aguda discordancia.

Del mismo modo pero no de un modo tan brusco, la falla E. del polje termina la tendencia suavemente anticlinal que se inicia en la Trinidad de Iturgoyen.

Al N., el plegamiento era algo más acusado como lo testifican los acusados buzamientos de las calizas lutecientes de las crestas de Andía, sobre el valle de Ergoyena, que aparecen nuevamente sobre la peña de San Donato.

FALLAS

El polje de Zaldive se halla enclavado en una fosa tectónica cuya anchura en su parte menor son tres kms. por doce de longitud N. -S.

La falla E. es normal, y puede seguirse desde la Trinidad de Iturgoyen, tras una serie de interrupciones en las proximidades de Abarzuza, hasta Estella (BIJVANK).

La falla W. es en tijera y con desplazamiento horizontal, lo que ha ocasionado dislocaciones llamativas en su parte más septentrional, donde tiene tres pequeñas fallas satélites cuyo desplazamiento horizontal puede leerse perfectamente en el terreno. Muy didáctico.

El análisis de las presiones causantes del transtorno no es sencillo ya que nos hallamos ante una fosa tectónica, una de cuyas fallas posee desplazamiento horizontal, además de ser en tijera y además dicha fosa tectónica separa estructuras de plegamiento jurásico suave pero que la W. es sinclinal mientras que la E. es anticlinal.

Muchas causas y no precisamente simultáneas han podido intervenir.

Al N.E., la elevación de los Pirineos.

Al N.W., el geosinclinal vasco.

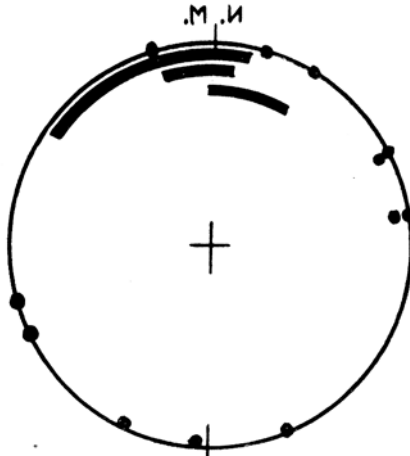
Al S.-SE.-E., los diapiros de Estella, Alloz, Salinas de Oro. Anoz y Ulzurrun.

No es el caso aquí el estudio del problema, pero merece la pena llamar la atención sobre él dada su importancia.

Existe otra falla, paralela a la W. y «dentro» de la fosa tectónica, que partiendo desde la parte meridional del polje llega hasta, cerca del monasterio de Iranzu. Precisamente en las proximidades de la ermita de San Cristóbal, al S. de la Planilla, existe un curioso contacto, tan notable como difícil de ver (4) (RUIZ DE GAONA) entre margas del senonense y del bartoniense.

DIACLASAS

Un análisis aunque bastante esporádico de las directrices kársticas, ha dado como resultado la siguiente proyección estenográfica:



Las bandas: las tres fallas.

Los puntos: las diaclasas medidas.

Se aprecia franco dominio del sistema N.-S. sobre el otro W.N.W.-ESE., toda vez que las grandes fallas pertenecen al primer sistema.

Evidentemente (6) podemos considerar las calizas en que se desarrolla el karst del polje de Zaldive como rígidas ya que antes de que diese lugar a la formación de un plegamiento, se producen fracturas y desplazamientos horizontales.

Bien es verdad que la presencia de areniscas en el núcleo del sinclinal de Urbasa, muy bien hubiera podido actuar, impidiendo la formación de un sinclinal más agudo (6), pero de todos modos esto sale fuera del alcance previsto a este trabajo.

Geomorfología

A) RELIEVE EXTERIOR

Bien es verdad que gracias a la falla en tijera con tendencia a la elevación en la parte septentrional del polje de Zaldive y a la inmersión en su parte S. los buzamientos primitivos de la balconada del Túnel de Lizarraga, han sido más acusados debido a este nuevo influjo.

De este modo en la parte N. del polje ganó en magnitud la pendiente favoreciéndose la erosión y el relleno de las partes bajas del mismo, hasta el punto que más al S. hay tierras de labor, cuyos sedimentos, aloctonos naturalmente, han sido indudablemente aportados de la cabecera del polje.

Debido a la rigidez tectónica de las calizas del Luteciense y de la serie Meastrichtense Garumnense, no cabe duda que el anticlinal que unía la balconada de Lizarraga con la Peña de Beriain o San Donato debió de abrirse por la charnela lo que condicionó su casi total disecación, quedando en lo que es hoy el valle de Ergoyena.

Es muy probable la existencia de puntos de mínima resistencia en la superficie del polje, lo que condicionaría (MAUCCI) la gran cantidad de dolinas cuya ubicación data de una absorción preferente.

B) FORMAS DE ABSORCION GENERALES

Las dolinas ya citadas sitas en el propio polje, de las cuales un estudio detallado no ha sido todavía hecho (MONTORIOL), pero tienen por dimensiones medias 25 X 20, siendo de pendientes muy abruptas, aunque escasamente escarpadas.

El extenso campo de lapiaz que se enclava en el vivero de Eskiandi al W. del polje y propiamente en la misma Urbasa que llega hasta Aisaluza haciendo el terreno prácticamente intransitable, a pesar de que hasta la fecha tras múltiples exploraciones, solamente una sima haya sido vista entre el Kursaal de piedra y la gran torca del hoyo de Lubierra.

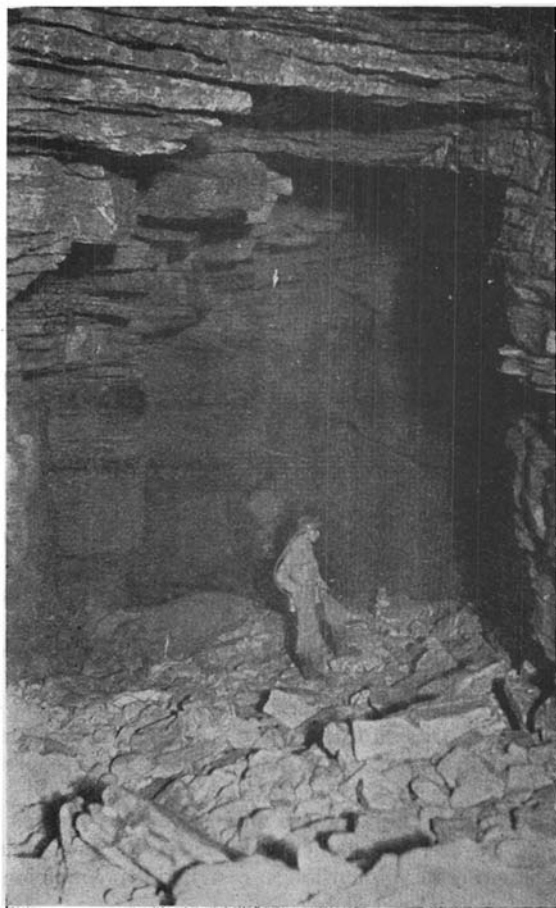
Al N. mismo del polje, en las hiladas de los tramos calizos del Luteciense que buzanan acusadamente hacia el S. hay lapiaz bastante desarrollado aunque de dimensiones restringidas condicionado por la potencia de dichos tramos calizos.

En el tramo de Ostobardia, a uno y otro lado de la carretera de subida al túnel pueden verse formas de lapiaz, allá donde afloran las calizas.

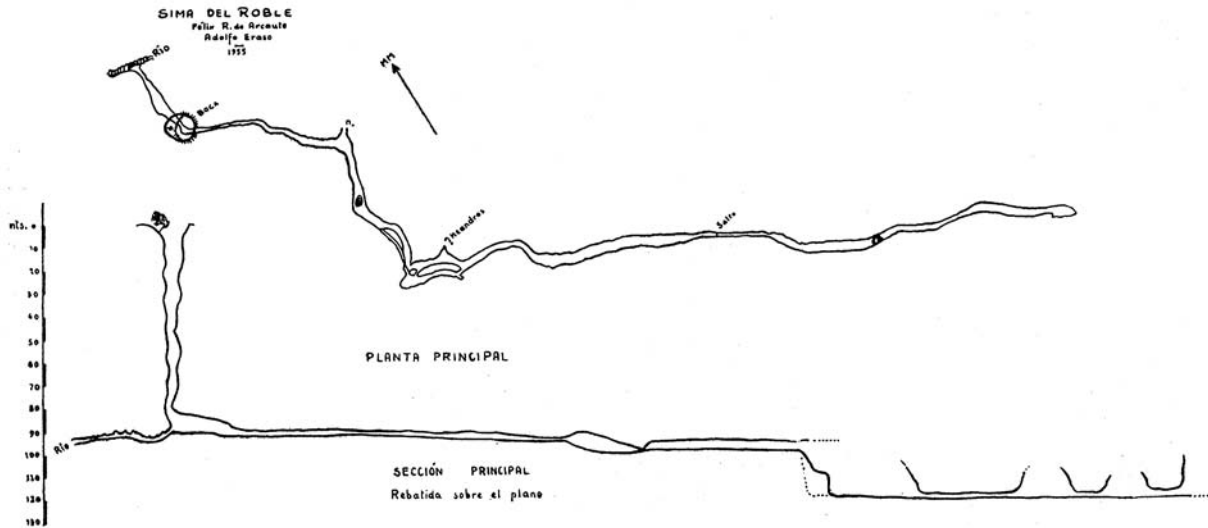
PARTICULARES

1.—SIMA DEL ROBLE

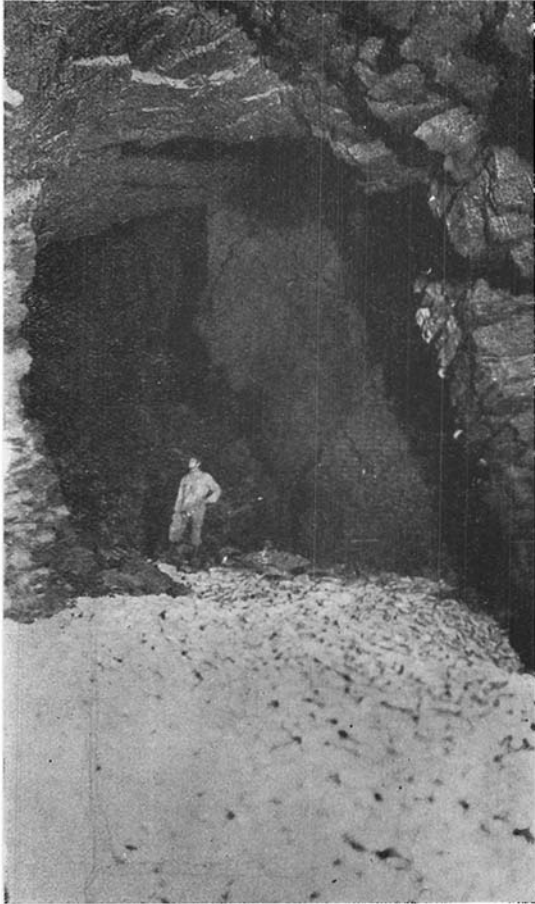
Situada a la izquierda y junto a la calzada romana que sale desde la Venta Zumbeltz para cruzar Urbasa a la altura de la venta de Zaldive. Altitud, 840 mts. s. n. m.



La Gran Galería. Sima del Roble
El buzamiento ya es horizontal, (nos alejamos de la falla W del
polje de Zaldive) (foto Arcaute)



Espeleomorfología: Se halla enclavada sobre una amplia dolina, en la que hay que descender 6 mts. por una rampa de 21° para llegar a la amplia chimenea de 8 X 12 mts. con una vertical absoluta de 84 mts; a partir de aquí.



Tramo inicial de la Gran Galería Sima del Roble
Obsérvese el buzamiento 21° al W

En el lugar del pie de la escala, existen dos conductos, el menor de ellos, tras 44 mts. de recorrido da bruscamente con el río subte-

rráneo, que en la época de mayor estiaje lleva un caudal de 60 lts./seg.

La otra galería, tras un recorrido de unos 250 mts. llegamos a un lugar donde amplía las dimensiones (Gran Galería) existiendo más adelante un pequeño salto de 22 mts. en su conjunto, nos hallamos ya en la gran diaclasa que tras tres parciales estrechamientos, alternando con sendas elevaciones del techo, llegamos a la obstrucción final que impide la progresión. Esta obstrucción es de origen clástico y de gran proporción, si bien no existe correspondencia exterior.



Sima del Roble. Obsérvese la abertura a presión del conducto, aprovechando la conjunción de soluciones de continuidad ortogonales (foto Arcaute)

La cota con respecto a la boca en este punto es de -122 mts.

El río discurre a -96 mts.

Es interesante el hecho de que desde la boca de la cueva hasta la gran galería inclusive, el buzamiento de los estratos sea de 20° W. (con pequeñas oscilaciones), mientras que a partir de la gran diaclasa, éste se hace sensiblemente horizontal. Este detalle indica que nos vamos alejando de la falla W.

ESPECEOGENESIS

Toda la cavidad ha sido excavada a presión hidrostática, incluso la totalidad de la chimenea:

Todavía se recuerda en la comarca el deshielo del año 1941; todo el polje se inundó de agua procedente de esta sima y permaneció así durante varios días.

Evidentemente en estas condiciones el agua excavó directamente de abajo arriba la gran chimenea aprovechando planos de mínima resistencia y coincidiendo con una dolina exterior probablemente preformada. Así pues se trata por su génesis de una galería directa (MAUCCI) aunque por su hábito esté catalogada en el presente trabajo como forma de absorción.

Todavía en los deshielos primaverales no es infrecuente ver el agua cerca de la boca... tras un sencillo cálculo aplicando BERKOULLI, uno puede imaginarse la gran energía potencial remanente de dicha columna de agua..

En estas condiciones la galería principal es un talweg merofósil utilizado como rebosadero en las grandes avenidas y la vertical funciona como chimenea de equilibrio (GEZE y GORTANI).

Es evidente que la galería principal se halla por encima del nivel impermeable, porque en la tercera exploración durante las Jornadas Espeleológicas Vasco-Navarras de Urbasa, se rebasaron unos cuantos sifones parcialmente llenos, observándose al regreso en todos ellos un nivel marcadamente inferior. (Hacia dos días hubo una gran tormenta.)

Se trata de una cavidad viva: que funciona como chimenea de equilibrio.

2.—CUEVA DE ARLECES

Situada en el flanco W. de la falla W., a una altitud de 1.060 mts. s. n. del m., tiene fácil acceso desde la calzada romana.

ESPELEOMORFOLOGIA

Se halla enclavada su boca sobre una gran torca disimétrica en cuyo mayor escarpe (35 mts.) en el fondo se abre la boca.

Sus dimensiones son 8 X 4 y se desciende en rampa de unos 35° por término medio hasta alcanzar un desnivel con respecto a la boca de -109 mts.

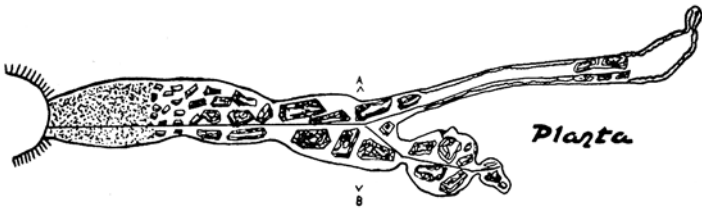
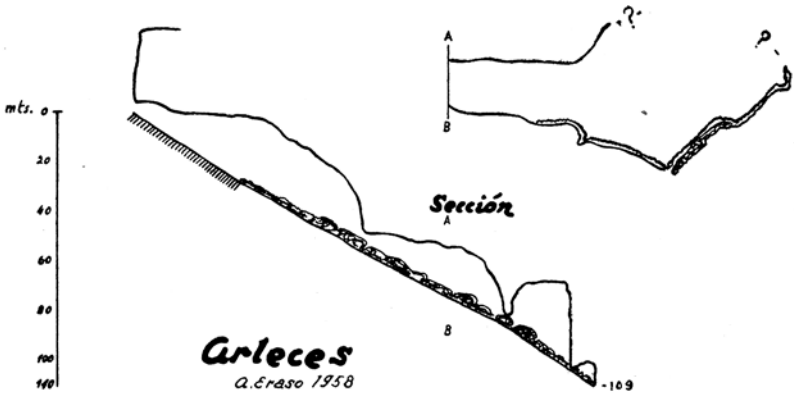
El Hábito del techo es parabólico compuesto indicando sucesivos hundimientos.

El aspecto del suelo es inicialmente de sedimentos finos, aumentando después en grosor para acabar siendo en el fondo auténticos bloques clásticos.

Esta inversión en el modo de ubicarse los sedimentos y subsiden-

cias, no presenta ningún problema una vez razonado el asunto como veremos:

En cota -74 mts., existe una bifurcación sobre una diaclasa W.X.W. en el que pueden verse tan pronto bloques clásticos bien desnudos, bien cubiertos por manto estalagmítico o bien yaciendo nuevamente desnudos sobre manto que a su vez enmascara viejos bloques.



La parte más profunda de esta galería alcanza -96 mts.

En su cota menor -109 mts., existen celdillas poligonales de manto estalagmítico de unos 10-15 cmts. de altura por unos 20-22 de diámetro (círculo circunscrito al polígono), en todo semejantes a las señaladas en TXIMUA (16).

ESPELEOGENESIS

El abovedado parabólico, indica hundimiento de índole quimio-clástica (17) cuya pérdida de volumen inicial bien puede ser atribuída a una preparación tectónica, lógica, puesto que la cavidad se halla sobre el labio de la falla W.

Después de la fase litogénica posterior a la elástica original, existe otra fase clástica nuevamente visible en la diaclasa W.S.W. sobre la que se halla abierta la galería izquierda. (En este lugar desde 1957 anualmente se oficia una misa.)

Se justifica el que los sedimentos finos estén en las proximidades de la boca y las subsidencias clásticas más abajo, del siguiente modo:

Los derrubios clásticos son autóctonos y anteriores, mientras que los sedimentos son alóctonos y posteriores de los que son responsables los sucesivos y pequeños aportes hídricos venidos del exterior y que rellenan no ya las partes altas de la cavidad, sino el propio fondo de la torca donde se halla enclavada la boca de Arleces.

Gracias al tupido bosque de hayas existente en esta región, hay material suficiente para que sigan continuando estos pequeños pero sucesivos aportes de sedimentos que naturalmente enmascaran el gran caos existente debajo.

El origen de los polígonos de desecación viene explicado en (16), no obstante se pueden resumir las fases siguientes:

A/ Formación de una capa de sedimentos de variable espesor con húmeda saturación.

B/ Desecación y fraccionamiento poligonal debido a que la velocidad de difusión de dentro del sedimento a la superficie es menor que la velocidad de difusión de agua (vapor) desde la superficie al medio ambiente. (La primera es constante, la segunda es una función lineal decreciente) (1) Bibliografía. Como hay pérdida de volumen al perder humedad, y ésta es más intensa en la superficie, sobreviene el agrietamiento.

C/ Si el agua contenía $(\text{CO}_3\text{H})_2 \text{Ca}$ y hay pérdida de CO_2 al ambiente, queda allí donde esto ocurrió una película de Co_3Ca que ayuda a formarse la celdilla sobre las primitivas fisuras. Esto viene incrementado por posibles pequeños aportes hídricos generadores de formas litogénicas.

Un estado maduro se alcanza cuando toda la fisura se halla rellena de Co_3Ca .

D/ Con un nuevo aporte hídrico de relativa magnitud, pueden desaparecer los sedimentos que ocupaban el núcleo quedando solamente las celdillas poligonales de Co_3Ca que desde luego presentan curioso aspecto.

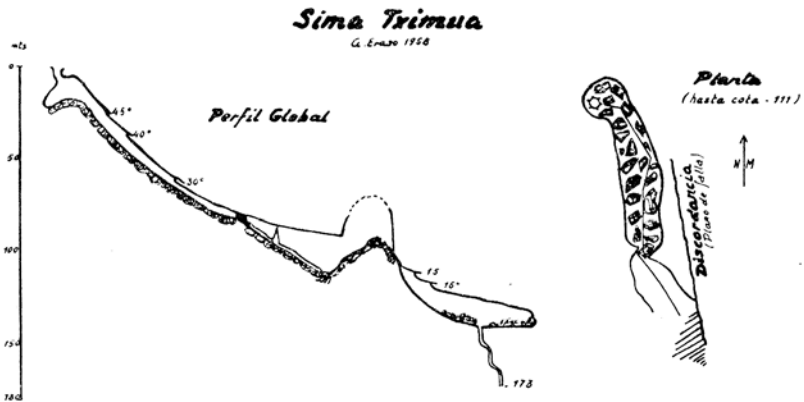
La cavidad dado su estado actual se la puede clasificar dentro del tipo de mesofosilización mixta.

3.—SIMA TXIMUA

Situada junto a la calzada romana, muy cerca del cruce junto a la ermita de San Adrián, con una altitud de 1060 mts. s. n. del m. Su nombre toponímico origen es el de Morillo ondoko leiza (por la proximidad de la calzada romana); pero se da el caso de que los mismos naturales de las pocas bordas existentes comienzan a adoptar el nombre de Tximua para la citada sima.

ESPELEOMORFOLOGIA

La entrada es una chimenea de 8 mts. de profundidad que da de un modo no centrado sobre el techo de una sala que mediante un descenso aéreo de 10 mts. completan los 18 de la primera vertical.



Sigue un descenso sobre un caos de bloques con rumbo S. y 50° de pendiente que disminuye gradualmente. El conducto tiene una anchura de 15-20 mts. por 5-7 de altura, observándose disposición cantilevar (MONTORIOL, ANDRES) en los estratos del techo.

Continuando la progresión y tras el paso de una gatera -85, se da acceso a una sala de profusa morfología litogénica sobre caos de bloques, cuyo mínimo desnivel -111 se halla ocupado por un gran gours.

La progresión es ahora ascendente por una colada con caos de bloques subyacentes. La cúspide de este nuevo caos se corresponde con un techo parabólico.

Junto a la pared y por una estrecha gatera entre bloques se da

acceso al techo de la sala tercera con techo nuevamente plano y caos de bloques.

Hacia la mitad de esta sala y junta a la pared E. se observan fugas en profundidad por las que siguiendo en saltos sucesivos se alcanza la profundidad final de -173 mts. (Todavía sin comprobación topográfica definitiva).

En Tximua han sido vistas también formaciones poligonales (16) aunque de menor tamaño que en Arleces, si bien parece constante la relación.

$$\frac{\text{altura parietal}}{\text{diametro circulo circuns.}} = \frac{2}{3}$$

En la parte seca del gran gours (-111), las primitivas fisuraciones poligonales de los sedimentos del fondo (aparentemente mondmilch), sufren un tipo especial de transformación de un modo análogo a la erosión sobre un relieve tabular quedando torrecillas a manera de pequeños «cerros testigo» que balizan la primitiva altura.

ESPELEOGENESIS

La cavidad funcionaba sin duda ninguna como sumidero dado el hábito de la misma y la comunicación de la chimenea primera con el vestíbulo a -18, fué ocasional debida a hundimiento de la bóveda.

El conducto descendente con sus bloques clásticos, y la configuración cantilevar del techo sin testigos de erosión, evidencian un proceso glyptoclástico monorreticular o bien graviclástico (18) (no han sido mirados posibles signos de erosión en los bloques).

Después de pasada la gatera, toda la parte final del caos de bloque se halla recubierta y bien cementada por coladas litogénicas pues no hay signos de soliflucción (13).

Lo mismo puede decirse rebasando el gran gours, del próximo cono de derrubios pues debido a la carencia de soliflucción se pueden suponer cementados los bloques subyacentes.

La única objeción a hacer aquí es que los bloques de este caos son de origen quimioclástico (17) dado el hábito parabólico de la bóveda.

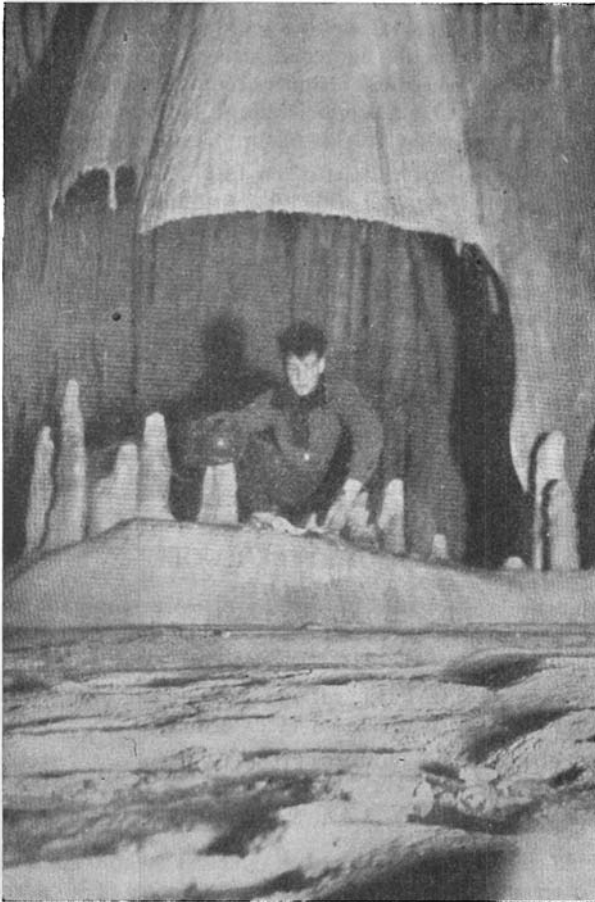
La sala -140 es morfológicamente semejante al conducto inicial de acceso a la sala -111.

Los bloques son del mismo tipo y hay carencia absoluta de formas litogénicas.

Se pueden hacer jugar aquí los conceptos de la alternancia estérica señalada por MONTORIOL en la cueva del Agua (18) entre el cono

quimioclástico profusamente cimentado por coladas litogénicas y la carencia absoluta de ellas en esta sala a -140.

Lo que es indudable a todas luces, es el aumento de infiltración en el techo de la bóveda parabólica del cono quimioclástico (13) hasta



«LA COCINA» TXIMUA

(foto Eraso)

tal punto que incluso a veces se producen pequeños síntomas de erosión en las formas litogénicas que lo enmascaran.

Es interesante desde el punto de vista geológico, la existencia de

una discordante estratigráfica de la pared E. del Gran Gours con respecto a la restante estratificación.

El buzamiento es allí más acusado.

La comprobación topográfica demostró la sospecha de que se trataba del plano de la gran falla W. del polje.

El afriactamiento poligonal de los sedimentos del fondo, del gran gours debido a la pérdida de humedad, ocurra simultáneamente a una pérdida de CO_2 según veremos. Entonces, equivalente a equivalente, se deposita una capa de CO_3Ca produciendo el endurecimiento que puede presentar diversos grados de dureza según el espesor de la costra.

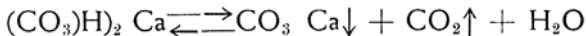
La multitud de goteos existentes en esta sala favorece la circulación de agua cargada de $(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$ originando pequeños surcos erosivos los cuales se van agrandando por constituir de un modo diferencial caminos preferentes para los pequeños cursos de agua. Simultáneamente al producir erosión mecánica, estos pequeños aportes hídricos, al continuar la pérdida de CO_2 (según veremos) producen el endurecimiento sucesivo de las partes erosionadas, este endurecimiento es pequeño pero real, única explicación de que las formas de relieve sean escarpadas como las correspondientes a un terreno mecánicamente resistente epigeo. Así resultan las torrecillas que pueden verse en la fotografía que ilustra el texto (no se debe perder de vista que su núcleo es esencialmente blando).

ESPELEOMETERELOGIA

La existencia de corrientes de aire en el estrechamiento de entrada a la sala del gran gours, su periodicidad no ha sido observada, hacen que la cavidad no sea un sistema térmicamente aislado (1).

En este caos la aireación sufrida por dicha sala hace que la presión parcial de CO_2 se nivele en el exterior

Entonces el equilibrio químico (1)



responsable de las decalcificaciones litogénicas según se desplace en un sentido o en otro, se desplaza en nuestro caso a la derecha por liberación de CO_2 con aumento de la presión parcial en la sala y simultánea precipitación de CO_3Ca con una morfología que responde adecuadamente a la actual.

Pero hemos dicho que por la aireación la presión parcial del CO_2 tiende a no ser creciente y no depende por tanto la tendencia a escapar el CO_2 del CO_2 ya existente en el ambiente. En este caso

el cálculo se hará mediante una simple integral semejante a los casos de destilación del orden cerrado (ver bibliografía de (1).

Nuestro caso es diferente pues mientras que la presión parcial del CO₂ tiene tendencia a aumentar en busca del equilibrio del que es responsable el coeficiente de reparto del CO₂ entre el aire y el agua (23) el influjo contrario de la aireación tiende a reproducir las condiciones iniciales.

Es decir, que si una cavidad térmicamente aislada permaneciendo constantes las otras variables, la litogénesis parte desde un máximo hasta un límite en el cual se anula ésta por llegarse a equilibrio, en Tximua por el contrario las condiciones iniciales de litogénesis máxima se tienden a reproducir constantemente como consecuencia de la aireación sufrida en la sala del gran gours.

Así se explica perfectamente la carencia de soliflucción subsecuente a una buena cementación litogénica y las hipótesis ideadas para explicar los pequeños procesos erosivos ocurridos en las fisuraciones poligonales del fondo del gran gours. La apreciación de etapas intermedias no citadas al describir su génesis indican que se trata de un único fenómeno.

Hasta el presente las medidas efectuadas en esta sala del gran gours son las siguientes:

31 -VIII-58
 Temperatura seca 8'40° C
 » húmeda 8'35° C

Teniendo en cuenta que la presión parcial del CO₂ existente en un aire normal es $3 \cdot 10^{-4}$ atmósferas para 0°C y 760 mmHg. de presión total.

La corrección para nuestro caso del p CO₂ es (23):

Coeficiente de reparto de CO₂ entre aire y agua

$$I=1,280$$

Y la cuantía del pCO₂ a la temperatura medida (23) corresponde a un 0,74 del valor anterior a 0°C de $3 \cdot 10^{-4}$, es decir:

p CO₂ =2,22 10^{-4} atmosferas para un aire normal.

La presión total que midió el barómetro fué:

$$P_T=707 \text{ mm.}$$

entonces hay que hacer una nueva corrección para saber la presión

parcial de un aire normal en nuestro caso, pues el valor anterior debe ser multiplicado por el factor de corrección de presión:

$$\frac{707}{760} p_{\text{CO}_2} = 707/760 \cdot 2,22 \cdot 10^{-4} \text{ atm.} = 2,09 \cdot 10^{-4} \text{ atm.}$$

que es el valor que deberá tener un aire normal (0,03 % de CO₂), para la presión parcial de CO₂ en las condiciones nuevas de 8,4°C y 707 mm.

Por otra parte, un análisis somero de las aguas realizado «in situ» dió como resultado: (3)

SH ₂	ausencia
SiO ₄ H ₄	«
NH ₄ ⁺	«
K ⁺	«
Fe ⁺⁺ y Fe ⁺⁺⁺	«
SO ₄ =	«
NO ₂ —	«
NO ₃ —	«
CO ₃ H ₂ Libre	8,8 mgr/litro
CO ₃ H ₂ Combinado	60,5 mgr/litro
materia organica	ausencia
Cl	1 mgr/litro.

Desgraciadamente no se disponía de reactivos para la investigación cuantitativa de Ca ++ Mg ++ y Al +++ así como PO^{'''} (complexona, Murexida, Negro de cromo T, Alizarina S y Nitrato de Estrienina).

El pH medido por colorimetría comparativa no se considera seguro ya que solamente se utilizó la luz normal del acetileno para discriminación (no se comparó frente a solución patrón sino frente a escala impresa en papel).

De todos modos el valor encontrado fué:

$$\text{pH}=6,0$$

La presencia de oxígeno (O₂) es lógica tratándose de aguas superficiales, en el sentido Geoquímico y no kárstico de la palabra (2).

Si se comparan los resultados obtenidos, según los datos de TILLMANS para el equilibrio básico considerado (1) (23), aparentemente parece que las aguas son corrosivas, pero observando que las tablas de TILLMANS están hechas para una temperatura de 17°C y teniendo en cuenta la variación termodinámica de la constante de equilibrio de la reacción en función de la temperatura (bibliografía

de (1), (2) y (3)), además de que el CO_3Ca es más soluble en frío que en caliente (23), se llega a la conclusión mediante cálculos no expuestos, de que no existe CO_2 agresivo sino solamente el del equilibrio correspondiente a la ecuación química básica (1) (23).

Así mismo lapCO_2 real existente en la sala del Gran Gours en función de las características medidas,

$$\begin{array}{ll} T & =8,4^\circ \\ Pt & =707 \text{ mmHg} \\ \text{CO}_3\text{H}_2 \text{ libre} & =8,8 \text{ mgr/l} \end{array}$$

hechas las correcciones:

$$p\text{CO}_2 = 34 \cdot 10^{-4}$$

desde luego pequeña (0,34 %), pero evidentemente mayor que para la del aire normal, por tanto si hay aireación, hay tendencia a equilibrar el gradiente existente, consecuentemente se liberará CO_2 y se producirá equimolecularmente (equivalente a equivalente) litogénesis.

Hay pues litogénesis actualmente como se sospechaba mediante ramnamientos cualitativos.

Tximua presenta merofosilización autóctona (9)

Las temperaturas medidas:

$$\begin{array}{ll} T_s = 8 & 4^\circ \\ T_w = 8 & 35^\circ \end{array}$$

dan para el valor de la humedad relativa el valor (1):

$$P_v = P_w - 0,5 \quad (8 \quad 4 \quad 8/35)$$

$$P_v = P_w - 0,025$$

$$P_w = 8,300$$

$$P_v = 8,275$$

$$\alpha = \frac{P_v}{P_w} = \frac{8,275}{8,300} = 0,99$$

que corresponde a una humedad porcentual de 99 %, mientras que la humedad absoluta es:

$$X = 0,0076 \frac{\text{kgr. de vapor de agua}}{\text{kgr. de aire seco}}$$

supuesta la ausencia de CO_2 (MOLLIER).

4.—SIMA DEL SAUCO

Se trata de una cueva enclavada sobre una dolina del propio polje, en su flanco NE.

ESPELEOMORFOLOGIA

Se entra en la dolina por su flanco no escarpado de vergencia S. y pueden apreciarse tres galerías de izda. a decha.: 80° E., 180° S., 190° S., esta última con bifurcación 260° W., para terminar la propia galería principal 190° S. tras un cayado hacia el W. con una resultante 260° W.

Esta galería cae debajo de la bifurcación también 260° W. ya señalada.

No está topografiada.

ESPELEOGENESIS

La antigua evolución del relieve en la cabecera del polje, disecó las formas de absorción de esta antiguamente sima, quedando parte de las galerías de conducción que presentan marcada merofosilización alóctona (9).

5.—SIMA A

Situada sobre el labio superior de la falla W., entre Arleces y Tximua, fué descubierta el 31 de Agosto de 1958. No se halla explorada. Su primera vertical es de 20 mts.

6.—TORCA DEL PUENTE

Situada 800 mts. al W. del túnel de Lizarraga, y sobre la balconada de los cantiles calizos del flanco S. del valle de Ergoyena.

ESPELEOMORFOLOGIA

Presenta escarpe en su flanco S. y pendiente bastante concordante con el buzamiento desde el N., donde existe un puente natural que la da nombre.

Su profundidad máxima es -20 mts. y en su fondo hay sedimentos.

ESPELEOGENESIS

Hundimientos. Presenta merofosilización mixta (9).

7.—SIMA DEL AVELLANO

Situada a unos 200 mts. al N. de la sima del Roble, ha sido explorada pero se taponó a 45 mts. de profundidad.

8.—SIMA B

Situada más al S. de la Torca del Puente, exactamente sobre la cabecera del Polje de Zaldive.

ESPELEOMORFOLOGIA

Se halla abierta sobre una diaclasa N.-S.: su desnivel mínimo es de -8 mts. en dos escalones.

ESPELEOGENESIS

Forma incipiente de absorción colgada por la evolución epigea del relieve.

9.—PAMPLONAGAÑE

Situada al E. sobre el túnel de Lizarraga. No la he bajado, pero según referencias (ECHALECU) tiene una única vertical hasta -66.

10.—BEORLEGUI

A la izquierda de la carretera a la altura del km. 25, entre éste y la borda de Matías (en Ostobardía). Se halla enclavada sobre una vaguada seca.

ESPELEOMORFOLOGIA

Con una boca de 2 X 5 tiene una primera vertical de 23 y un segundo salto de 27. Continúa luego en rampa hacia el S.-S.W. y tras un pequeño salto de 3 mts. sobre la misma rampa se alcanza la cota -56 donde en el suelo tras un pequeño sumidero campaniforme, se llega al fondo -65.

ESPELEOGENESIS

Sumidero no activo pero joven al menos en cuanto a su posición frente al relieve epigeo. La intercomunicación de las dos primeras verticales se hace mediante una pequeña pseudogalería (MAUCCI), siendo la vertical final una pequeña muestra de erosión inversa, cuya progresión ascendente viene favorecida por la obstrucción del fondo (MAUCCI).

Si bien parece presentar merofosilización alóctona, por sus características posicionales, no se debe excluir la posibilidad de su entrada en actividad.

11.—ERREBELS'KO LEIZA

Situada a 30 mts. a la derecha del km. 24 de la carretera que desde Estella sube al túnel de Lizarraga.

ESPELEOMORFOLOGIA

La boca de 5 X 4 con un salto inicial de 9 mts. que puede salvarse sin material dada la disposición del terreno. A continuación tras un salto de 17 mts. se llega a una cornisa tras la que mediante otro pequeño salto de 5 mts. se entra en una rampa de unos 60° rellena de pequeños cantos de una acusada inestabilidad, al fondo de la cual, hacia el NE. tras bajar 15 mts. (en vertical), se entra en el embudo, última vertical de 24 mts., en el cual desemboca toda la riada de cantos sueltos.

La profundidad total alcanzada son -75 mts.

A -26 mts. tiene una corta galería hacia el SE., también rellena, pero sin colmar de cantos.

ESPELEOGENESIS

La cavidad, típico sumidero, queda colgada por inversión del relieve epígeo (ahora está sobre una pequeña cresta divisoria de dos vaguadas).

Como característica es interesante que el sumidero funciona en dirección N.-S., pero sentido N., mientras que el aporte hídrico generador lo hacía en la misma dirección pero sentido S.

La cavidad ha sido abierta sobre una solución de continuidad N.-S., representada por una pequeña falla local de unos 30 cms. de salto.

Presenta un tipo de merofosilización alóctona (9).

Es curioso que los cantos sueltos en el fondo de la sima se presentan en algunos puntos de la boca, cementados por un cemento gris muy fino (7). Es la única huella que por el momento haga pensar en condiciones climáticas pretéritas más frías.

12.—USEDES

Situada bajo el pico de Sarasa 1173 al E. del túnel, ya en pleno valle Ergoyena, no la conozco aunque por las referencias (SANTESTEBAN) sea semejante a Arleces, en su rampa inicial de más de 100 mts. de longitud, terminando en una sima de 45 mts. de salto.

Por sus características posicionales, parece ser una difluencia hipógea (fuga) del aporte hídrico que disecó el antiguo anticlinal formando lo que hoy es el valle de Ergoyena.

13.—OSTOZURI

Las referencias de los pastores la sitúan como entre Ostobardía y la solana de Zaldive. No ha sido hallada todavía.

C) Formas de emisión

A.— RESURGENCIA PRINCIPAL DE RIEZU:

Activa constantemente arroja un caudal que oscila entre 100 l/seg. en época de estiaje y hasta 10.000 l/seg. cuando las grandes avenidas; se halla enclavada en el camino de Riezu a Lezaun por el barranco de Inaroz. Su apertura es a presión hidrostática y muy cerca de la zona donde las calizas lutecienses se cobijan bajo las margasbartonienses.

B.— CATAZULO:

En frente de la principal y al mismo nivel al otro lado del talweg epígeo. Penetrable unos 65 mts. con dos fugas en profundidad aprovechando el buzamiento de los planos de estratificación en dirección 160° S. Se trata de una galería típicamente gravitacional funcionando en las grandes avenidas.

C.— RIEZU 3:

Remontando unos 100 mts. el barranco, una confluencia al talweg epígeo, baliza la entrada de la cueva; de hábito NE., remontable 40 mts., termina en una obstrucción. Se desconoce si entra en actividad durante los deshielos, no obstante la carencia de sedimentos finos y la presencia de agua en las partes bajas, indican indudable actividad. Génesis a presión hidrostática.

D y E.— RESURGENCIA FOSIL RIEZU 1 y 2:

Son formas pequeñas a cierta altura sobre el barranco de Inaroz, carecen de interés salvo para indicar un descenso en el nivel de base hipogeo concatenado con la acción erosiva epígea.

F.— OGANCIA:

Enclavada en el barranco simétrico del de Riezu, con respecto a Iturgoyen que se sitúa entre ambos. No ha sido explorada desconociéndose su importancia.

G.— IRANZU:

Fuga pequeña junto al monasterio posiblemente de la que será responsable cualquier falla N.-S., aparentemente la central del polje. No ha sido medido su caudal.

II.— ARTETA:

A pesar de su importancia (más de 2.000 lts./seg.) (RUIZ DE GAONA), no ha sido explorada todavía. No obstante parece manar en el Maestrichtense según referencias del citado RUIZ DE GAONA.

Hidrología

A) ZONA DE ALIMENTACION

Teniendo en cuenta que es muy posible que el extenso lapiaz de Eskiandi funcione en gran proporción para el sistema del sinclinorio de Urbasa, cuya principal resurgencia es el río Urederra (1.000 lts./seg.) como cifra mínima, entre otras cosas porque las soluciones de continuidad (planos de estratificación) marcan la directriz o eje del sinclinorio hacia el WSW.; tomaremos como auténtica zona de absorción el propio polje y los lapiaces de las hiladas calizas al N., NE. y E., encontrándonos con una zona de 50 kms².

Teniendo en cuenta que la pluviosidad media anual de Urbasa no es inferior a 1.000 l/m² - año, (no hay datos seguros (4)): vamos a presuponer una absorción total por las siguientes razones:

- a) Morfología que impide la circulación y salida epigea del agua en la zona en cuestión.
- b) Características climáticas (abundante niebla el 90% de los días del año) que hacen prácticamente nula la posible evaporación.
- c) Parte del año el régimen imperante es nival (de tres a cuatro meses). Tenemos entonces 50 millones de m³ al año como cifra de agua absorbida en la zona de alimentación. Toda la alimentación es pues autóctona ya que se genera «in situ».

B) REGION DE CONDUCCION

Teniendo en cuenta el hábito del río hipogeo de la sima del Roble de sentido SE., se observa que son las diaclasas las principales soluciones de continuidad responsables del excavamiento de la red hipógea.

Los buzamientos de los estratos en la fosa tectónica son primero marcadamente S. (60° hacia el S.), para adoptar a los pocos kms. la horizontalidad, y nuevamente a partir de la planilla, suave buzamiento S. otra vez.

La posible tendencia del agua a discurrir hacia el S., no es más que aparente, pues si tenemos en cuenta la ubicación de la resurgencia de Iranzu (de pequeñas dimensiones además), se ve que es la falla 3 la responsable de la conducción en dicho sentido. Los difíciles contactos entre margas de bartoniense y senonense en esta zona, dificultan la discriminación del piso geológico en que se enclava esta resurgencia, por lo que es difícil también especificar las características de dicha conducción. No obstante parece perfectamente atribuible a una difluencia de la red general.

La carencia de resurgencias dentro del ámbito de la fosa tectónica, y la real existencia de éstos al SE. y E., balizan la red de conducción en dicho sentido.

En este caso se ha de atravesar la falla E. de la losa y es presumible aunque no seguro, que el Maestrichtense intervenga en la constitución kárstica de la red.

Una vez fuera de la fosa, la estructura anticlinal con caída periclinal, el sector SE., favorecerá la circulación por planos en dicho sentido, cuando antes se utilizaron diaclasas.

El hecho de que en Riezu la emergencia sea en el luteciense, ayuda a esta hipótesis.

C) ZONAS DE EMERGENCIA

1.—LA DE IRANZU

Al S. de la zona de absorción que funciona como difluencia de la red principal por responsabilidad aparente de la falla 3.

2.—LA DE RIEZU Y OGANCIA

Fuera de la fosa tectónica (al SE.) y sobre la caída periclinal del anticlinal luteciense sobre el valle de Guesalaz.

Los elementos emergentes aislados constituyentes de la zona, se hallan localizados en su totalidad en las calizas lutecienses.

Parece lógicamente ser la principal resurgencia del río hipogeo de la sima del Roble, por el hábito del mismo y por las semejantes oscilaciones de uno y otra durante las oscilaciones climáticas externas.

De todos modos una coloración dilucidaría el problema.

3.—BARRANCO DE ARTETA

Al E. de la zona de absorción en el valle de Olo. Bien pudiera ser consecuencia de la red hipógea en cuestión, aunque es seguro recibe aportes hídricos de la importante zona de absorción de los altos de Goñi, todavía sin bien conocer pero en estudio (PRINCIPE DE VIANA). Dicha zona de absorción está entre el polje y Arteta y su extensión es parecida a la estudiada.

Las resurgencias parecen estar ubicadas en el Maestrichtense. (RUIZ DE GAONA).

Conclusiones

1.—El sistema hidrológico del Polje de Zaldive funciona condicionado por un desnivel máximo de 580 mts.

2.—La circulación hídrica hipógea sigue un sentido preferente SE.

3.—El nivel de base actual, viene definido por el punto alcanzado por la erosión epigea en los barrancos de Inaroz y Ogancia, por el SE.

4.—El nivel de base kárstico bajo un punto de vista geoespeleológico lo constituyen las margas del senonense. En la región del estudio aún no ha sido alcanzado.

5.—Las fallas reales, comparadas con la leve intensidad de los plegamientos existentes sitúan las calizas del luteciense y Maestrichtense como rígidas tectónicamente; no así las margas del senonense cuya plasticidad borra toda huella de las roturas.

6.—Influencia preponderante de las diaclasas sobre los planos de estratificación en la constitución de la red de conducción hipogea.

7.—Evolución del relieve epigeo responsable a más de la excavación del valle de Ergoyena, del descenso de nivel de base kárstico.

8.—El hecho de haberse visto formas de conducción activas (Roble) y residuales (Sauco), da idea de la existencia de más de un ciclo kárstico. Además hay formas individuales de absorción en concordancia con la circupción epígea (Beorlegui) y otras colgadas, hasta el extremo de haberse producido una inversión de relieve local; circunstancias que refuerzan la citada hipótesis. (Desgraciadamente nada se ha estudiado al respecto).

9.—Los estudios físicos y químicos hechos en Tximua indican:

a) La cavidad no es térmicamente aislada.

b) Actualmente está ocurriendo una Litogénesis en la sala-111.

10.—La carencia de arbolado en la zona de absorción del polje, da muy poca inercia a la transmisión del fenómeno de la conducción desde la zona de absorción a la resurgencia. Estas manan enseguida cuando llueve arriba y cesan del mismo modo con marcada intermitencia, implicando la ausencia de regulación.

Apéndice

Fuera del ámbito de este trabajo pero de un curioso interés proyectable sobre la cultura en la influencia ortogonal de las barreras naturales en la pérdida o conservación del eúskaro:

En esta zona, desde el paralelo correspondiente al km. 25 de la carretera de Estella a San Sebastián hacia el N. se habla vasco, mientras que hacia el S. el desconocimiento es absoluto. (Aquí la barrera natural es de E. a W.).

En el valle del Roncal por contraposición, perfectamente viable de S. a N., el idioma ancestral está totalmente perdido para nuestra generación, dándose el caso curioso de que en una misma familia de Isaba, la abuela solamente habla vasco, la madre vasco y castellano y la hija solamente castellano. Aquí al no existir barrera natural E. - W. se favoreció la mixtura.

Bibliografía

- 1 ERASO ADOLFO. FENOMENOS superficiales aplicables a microclimas en prensa en SPELEON. Vitoria, 1957.
- 2 » » Sobre el podar corrosivo del cauce subterráneo encontrado durante el sondeo de Treviño 3. Comunicación para CIEPSA. Vitoria, 1958.
- 3 » » Salinidad en diapiros. Comunicación para CIEPSA. Vitoria, 1958.
- 4 » » Karst en yeso del diapiro de Estella. En prensa en SPELEON. Estella, 1957.
- 5 GOGUEL J. Traité de Tectonique. 1 vol., 369 pág., 203 fig.
- 6 GIGNOUX M. Geologie Stratigraphique. 1 vol., 735 pág., 155 fig.
- 7 HOLMES A. Geología física. 1 vol., 502 pág., 325 fig., 106 lam.
- 8 JULIVERT Morfología kárstica. Speleon T. VIII 1-2-3-4, pág. 57-81.
- 9 LLOPIS NOEL. Karst holofossile y mèrofossile. 1 conf., Int. Spel, tom. II, p. 1-50, 5 fig. París.
- 10 » » El medio de la instalación de las cavernas. Munibe, T. V, n.º 1, p. 22-31, 9 fig. San Sebastián.
- 11 » » La erosión subterránea. Munibe, T. V, n.º 2, p. 107-116, 10 fig. San Sebastián.
- 12 » » Evolución de las cavernas. Munibe, T. V, n.º 3, p. 168-176, 7 fig. San Sebastián.
- 13 » » Sobre algunos fenómenos de subsidencia y solif. Speleon, año II, n.º 4, pág. 217-224.

-
- 14 » » Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo. Sep. de Miscelaneamera.
- 15 MARTINEZ J. A Sobre algunas formaciones estalactíticas curiosas observadas en las cuevas del Revidal. Speleon, T. VI, n.º 3, pág. 153-158, 1 fig.
- 16 » » Consideraciones sobre las formas poligonales de desecación de la sima Tximua. Speleon, T. IX, n.º 1-2, pág. 23-27.
- 17 MONTORIOL J. Los procesos clásticos hipogeos. Rass. Spel. Ital. A. III, f. 4. 1951.
- 18 » Resultados de nuevas observaciones. Rass. Spel. Ital. A. VI, f. 3. 1954.
- 19 MORET L Manuel de Paleontologie animale. 1 vol, pág. 739, fig. 274.
- 20 PFLUG R. Der diapir von Estella INAUGURAL DISSERTATION. Bonn , 1957.
- 21 RUIZ DE ARCAUTE F. Sima del Roble. Speleon, T. VIII, n.º 1-2-3-4, pág. 220-223.
- 22 RUIZ DE GAONA M. Memoria estratigráfica de los yacimientos ofíticos de Navarra. Estudios Geológicos, n.º 31-32. Madrid, 1956.
- 23 TROMBE F. Traité de Spéléologie. 1 vol. 376 pág., 112 fig.

Vitoria. Septiembre, 1958