

Sobre la evolución

del

relieve del suelo en Álava



La provincia de Alava presenta varias regiones cuya conformación choca hasta a los profanos, tal sucede especialmente, con la región denominada la Llanada de Vitoria, con el Condado de Treviño y los llanos de Miranda, con el valle de Cuartango, etc., las tres se presentan como depresiones rodeadas de montañas, sin más salida para sus aguas que los estrechos pasos cortados, en uno ú otro sitio de las sierras que las circundan; sospechando que el estudio de estos valles transversales, nos daría la clave de aquellas formaciones, nos dedicamos desde el principio a procurar encontrar las causas que provocaron la apertura de estos estrechos, animándonos desde luego el hecho, de advertir, que en las cuatro gargantas cuyo estudio emprendimos se comprueban como origen indudable causas muy variadas; una de ellas fué provocada por el descenso de la anticlinal de los montes que atraviesa, otra tuvo su origen en una falla, por fin las dos últimas fueron fraguadas únicamente por la erosión fluvial, advirtiéndose en estas últimas maneras muy distintas de obrar esta fuerza según las circunstancias que rodearon su formación.

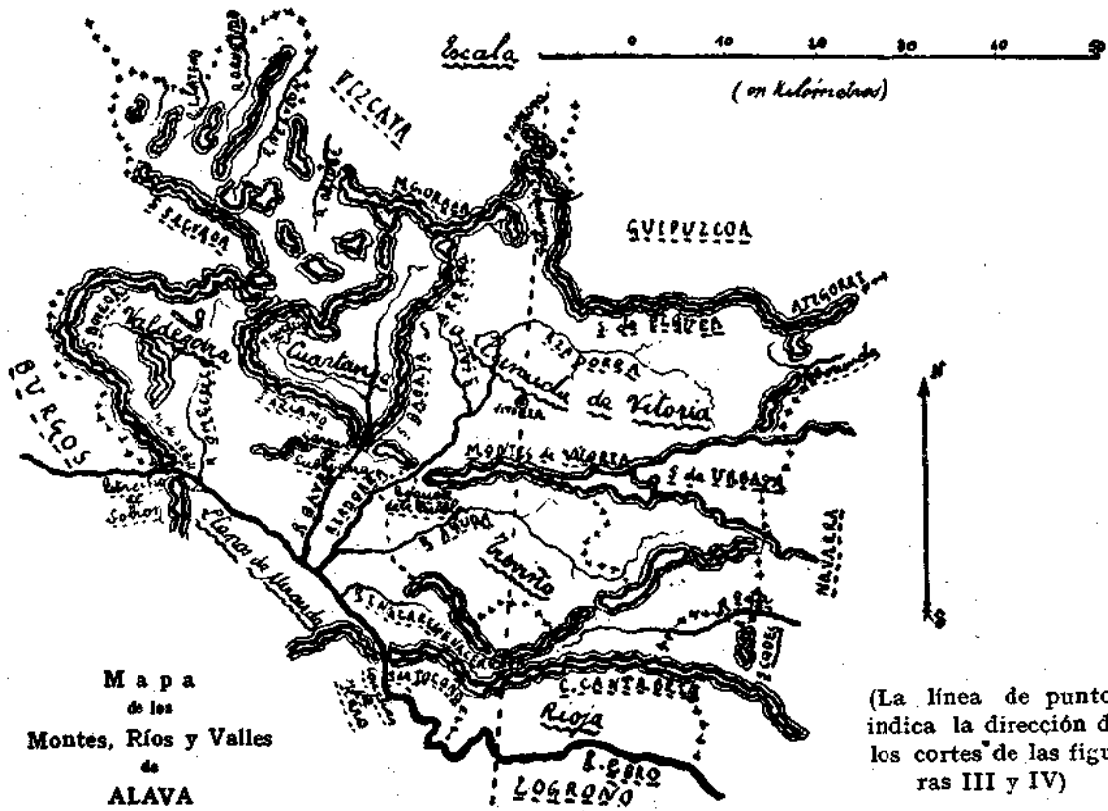
Del estudio de estos valles pasamos al de las regiones primeramente citadas cuyo origen se veía ya claro, y por fin para completar este trabajo, procuramos darnos cuenta del estado actual del relieve del suelo, haciendo un estudio comparativo de los perfiles longitudinales de los ríos de Alava.

Reunidos estos datos y conseguido ya un concepto más claro respecto a la evolución del relieve de nuestra provincia, procuramos reunir en un cuerpo de doctrina estas ideas, ordenando todos estos detalles del modo siguiente: Dedicamos una primera parte, a hacer

un breve resumen de la descripción física de la provincia de Alava, en la segunda parte procuramos estudiar las influencias tectónicas sobre el relieve actual, comenzando por hacer la historia de Alava en las diversas épocas geológicas, y por fin dedicamos la tercera parte al estudio de los efectos de la erosión en Alava.

Siempre se lucha con la falta de medios para realizar estos trabajos en nuestro país, sobre todo se echa de menos la falta de un buen mapa con curvas de nivel de la región, por lo cual la busca de datos resulta muy pesada y la labor tiene que ser imperfecta.

Nos ha facilitado muchísimo el trabajo, la estudiada memoria que sobre la geología de Alava ha escrito el señor Adán de Yarza, habiendo hecho en el presente trabajo la rectificación en la colocación de los tramos del cretáceo inferior que tras un concienzudo estudio, dice se debe tener en cuenta en la descripción geológica de nuestra región, en su memoria sobre la geología de Vizcaya, que realizó siete años después.



PARTE PRIMERA

Descripción física de la provincia de Álava

OROGRAFIA

En cualquier geografía del país se pueden hallar descripciones muy detalladas de esta región, pero como quiera que en el curso de este trabajo, tendremos que utilizar constantemente los nombres que designan sus accidentes geográficos, creemos necesario dar una idea de la situación de ellos en la provincia, lo más brevemente posible dejando su descripción para los capítulos en que las estudiemos.

Tres cordilleras o sierras principales que denominaremos septentrional, central y meridional, pueden distinguirse en la provincia de Alava dependientes todas tres de la cadena Pirenaica, que al penetrar en el país vascongado presenta menores altitudes que en la región en que sirve de frontera natural entre España y Francia, pareciendo en cambio adquirir más amplitud en sentido transversal.

Las direcciones que marcan las cumbres de estas tres sierras se apartan poco de la que corresponde al eje de la cordillera Pirenaica su rumbo es, pues de E. a O. con alguna desviación hacia el NO. Todas tres penetran desde Navarra en Alava, pero al llegar a esta provincia, se separan entre sí, formando la meridional el límite septentrional de una región bastante llana, denominada la Rioja alavesa, y dejando las otras dos en sus intervalos dos regiones menos quebradas que son: la Llanura de Vitoria designada antonomásicamente en el país con el nombre de la Llanada, y la región formada por el Condado de Treviño y los llanos de Miranda.

La cadena septentrional, recibe los nombres, yendo de E. a O., de sierra de Elguea, separada de la de Aralar por una depresión, es el límite entre Guipúzcoa y Alava, marca la divisoria entre el Mediterráneo y el Cantábrico, como en general acontece con el resto de las sierras de la cadena septentrional; se desprende de la de Aiz-

gorri, hacia el puerto de San Adrián y llega hasta el de Arlabán; después de la depresión existente entre Arlabán y Ubidea, debida a una falla o sistemas de fallas, vuelve a adquirir mayores alturas en el monte Gorbea; al norte de la depresión citada, se halla el valle de Aramayona, limitado a su vez por el norte por las escarpadas montañas de Amboto, Echagüen e Izpizte. El Gorbea se continúa por sus laderas occidentales con la peña de Orduña que forma parte de la sierra Salvada. Esta última, situada ya en el extremo NO. de Alava, desciende suavemente hacia el valle de Losa de Burgos y se liga con los montes Guibijo y Santiago.

La cadena central alavesa recibe el nombre de sierra de Urbasa, verdadera meseta que penetra en nuestra provincia procedente de Navarra; el valle de Maeztu es el principal surco abierto en la meseta de Urbasa, designada también en Alava con el nombre de sierra de Encía; la prolongación occidental de ésta, se conoce con el nombre de montes de Vitoria que separa la Llanada del Condado de Treviño, continúa con el nombre de montes de Tuyo y por último con el de sierra de Arcamo y Santiago; esta cadena se une con la septentrional por la sierra de Badaya y los montes que rodean la depresión del valle de Cuartango; se halla cortada por dos curiosas gargantas abiertas en los montes de Vitoria una, y la otra en la sierra de Badaya, que dan paso al Zadorra y al Bayas respectivamente.

La cadena meridional alavesa, que en su primer trecho separa el condado de Treviño de la Rioja alavesa, se conoce con los nombres de Sonsierra de Navarra, Cordillera de Cantabria, Peñacerrada, sierra de Toloño (en donde atraviesa el Ebro esta cadena por las Conchas de Haro), penetra en la provincia de Burgos con el nombre de montes Obarenes, forma allí los erizados picos de Pancorbo y luego se ramifica hacia el N. volviendo a entrar en Alava en las cercanías de Sobrón (donde se halla el estrecho del mismo nombre para la entrada del Ebro en Alava), formando luego las sierras de Arcena y Bóveda, que gradualmente se ligan por el N. con las mesetas y derivaciones de las otras dos; de modo que en la región occidental de la provincia no se pueden distinguir ya las dos cordilleras.

HIDROGRAFIA

Divisoria de las aguas. La mayor parte del suelo de Alava desagua en el río Ebro por diversos afluentes, y solo una región muy reducida, que apenas llega a formar la octava parte de la superficie

total de la provincia, vierte sus aguas al mar Cantábrico. La línea que sigue la divisoria de aguas, comienza por las cumbres de la peña de Araya y marcha por las de la sierra Elguea, los montes de Villareal y las cimas de Gorbea. Desde aquí tuerce la divisoria hacia el SO. y pasando por Gújuli llega a las cumbres de la peña de Orduña y sierra Salvada. De este modo quedan en la vertiente oceánica dos porciones de la provincia: la menor que constituye el valle. de Aramayona y otra más extensa situada al extremo NO. de la misma.

Ríos de la vertiente oceánica.— Son ríos que naciendo en suelo alavés salen tras corto trecho de la provincia, desembocando en el Cantábrico, ya directamente, ya como afluentes de otros más importantes; nos limitaremos a indicar sus nombres, que yendo de este a oeste son: el río Aramayona, el Altube, que luego en Vizcaya fluye al Nervión, el cual nace también en Alava, y los de menor importancia denominados Izoria, Oquendo y los ríos de Llantedo y Arciniega.

Ríos de la vertiente mediterránea.— Son: primero el Ebro, cuya longitud en Alava pasa de 100 kilómetros, penetra por las gargantas de Sobrón, riega la cuenca terciaria lacustre alavesa, atraviesa la sierra de Toloño por las Conchas de Haro, y penetra en la Rioja. Los afluentes del Ebro son yendo de E. a O. el Inglares, el Zadorra verdadero río alavés que cruza esta región desde su extremo NE. hasta el sur, regando la Llanada, atraviesa luego el Boquete de la Puebla para penetrar en el Condado de Treviño, de donde recibe el Ayuda que recorre Treviño de NE. a SO., pasa luego por los llanos de Miranda y cerca de esta ciudad desemboca en el Ebro; luego viene el Bayas que recorre el valle de Cuartango de norte a sur, pasa por la garganta de Subijana a la cuenca lacustre terciaria de Alava, desembocando en el Ebro también cerca de Miranda; y por fin el Omecillo que se halla situado en el extremo occidental de Alava regando el valle de Valdegovia. Debemos citar también los ríos Ega que nace en el suroeste de Alava y luego de corto curso en ella pasa a Navarra, desembocando por fin en el Ebro, y el de la Borunda que nace en el extremo nordeste de Alava, penetra en seguida en Navarra siendo también tributario del Ebro.

En la Rioja se hallan diversos arroyos que no reciben nombre especial y permanecen secos la mayor parte del año.

PARTE SEGUNDA

Influencias tectónicas en el modelado de Alava




Es imposible desligar el estudio del relieve actual de Alava, de la evolución geológica del suelo de la misma, pues si bien es verdad que sobre el modelado actual, ha ejercido una influencia casi decisiva el último movimiento o trastorno geológico acontecido en ella, cual es el levantamiento definitivo de los Pirineos vascos, y parece que con el estudio de este episodio nos bastaría para darnos cuenta de las formas de su relieve, ya que fué el que le dió los rasgos generales de su configuración, no es menos cierto que ha sido la composición, estructura y modo de yacer de los estratos, la que ha regido la acción posterior de la erosión que ha sido la que dió los últimos toques a su modelado; por lo tanto nos es necesario conocer a grandes rasgos por lo menos la estratigrafía de Alava, especialmente desde un punto de vista evolutivo para darnos cuenta de su relieve actual.

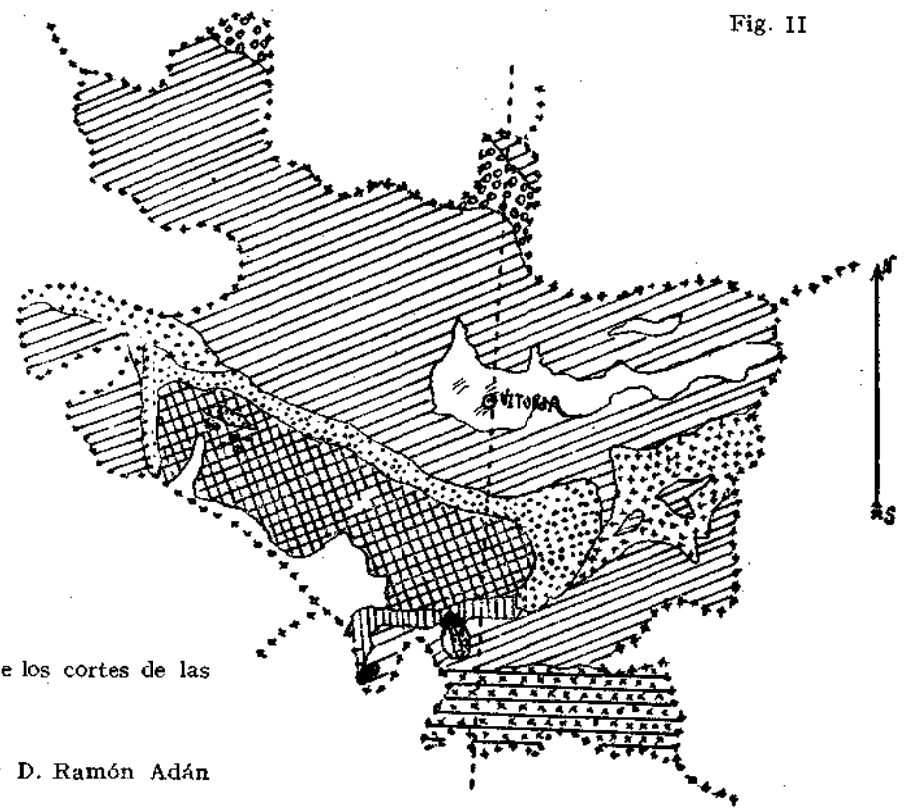
Martonne dice en el capítulo de su tratado de Geografía física, dedicado a la evolución del relieve, y de la red hidrográfica siempre nos lleva a la reconstitución de una historia complicada, el análisis completo del terreno y de su evolución). Esta historia del suelo alavés es la que pretendemos relatar someramente. Resumamos lo que hasta el levantamiento de los Pirineos dicen D. Salvador Calderón y especialmente D. Ramón Adán de Yarza en sus obras ya citadas.

Evolución geológica del suelo alavés

En nuestra provincia se advierte la carencia de sistemas correspondientes a las eras primitiva y primaria y al Triásico de la secundaria; nada pues se puede decir de lo que fué el suelo alavés durante esos períodos; sin embargo, el estudio en globo de la evolución de la Península Ibérica, permite suponer que el mar cubriría nuestra provincia durante esos tiempos. El ojal abierto en las capas cre-

Fig. II

- R. hipogénicas* .  (ofitas)
- Jurásico*  (calizas compactas)
- Liásico*  (calizas arcillosas)
- Cretáceo inferior*  (Psamitas)
- Cretáceo superior*  calizas (margas)
- Eoceno inferior*  (calizas con alveolinas)
- Eoceno superior*  (conglomerados) (calizas)
- Oligoceno*  (calizas) (areniscas) (margas)
- Mioceno*  (molinas)
- Diluvial*  (aluviones)



(La línea de puntos indica la dirección de los cortes de las figs. III y IV).

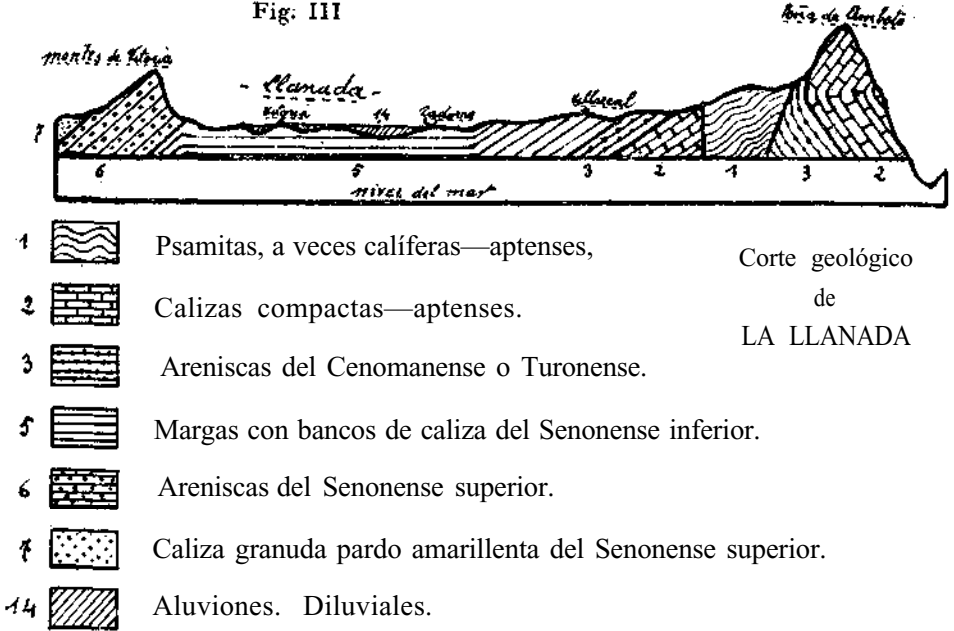
Escala: (igual a la del mapa anterior).

Datos: (tomados del M. G. de Alava por D. Ramón Adán de Yarza).

Extensión de los terrenos geológicos de ALAVA

táceas de Montoria (cerca de Peñacerrada), permite ver el único asomo en Alava de sedimentos liásicos y jurásicos, cuya concordancia con los cretáceos que los cubren (Fig. III) permiten afirmar,

Fig. III



Corte geológico
de
LA LLANADA

Escala $\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{400.000} \text{ para las horizontales.} \\ \frac{1}{50.000} \text{ para las verticales.} \end{array} \right.$ (Compuesto según datos del señor Adán de Yarza).
 (La dirección del corte viene dada por las líneas de puntos de las figs. I y II)

que el mar seguía sumergiendo nuestro suelo en estas épocas; y el enorme espesor sin cambio de facies de las calizas aptenses y cenomanenses (tramo 2 de las figs. III, IV y IX) que aparecen respectivamente en las sierras septentrionales y meridionales de Alava nos hace suponer, el continuo movimiento de descenso que el fondo del mar debió experimentar, ya que de no ser así, se hubiera rellenado y por lo tanto hubiese acontecido un cambio de facies en los sedimentos, que no se advierte hasta el tramo siguiente. El mar que cubría nuestro suelo era un ancho brazo que uniendo el Atlántico con el Mediterráneo separaba la meseta española del macizo central francés y de los Pirineos orientales, formando parte de la geosinclinal donde se formaron los sedimentos que constituyen los

Pirineos. Las capas del Cenomanense que se sobrepone a las calizas aptenses (tramo 3, figs. III y IX) formando la sierra Elguea, vertiente meridional del Gorbea, etc., ricas en areniscas, nos indican que la distancia a las costas debía ir disminuyendo, y los lignitos que a veces se encuentran en estos horizontes (Vitoriano, cordillera de Peñacerrada) delatan un régimen de aguas de poco fondo, en dichos lugares, que debían de ser estuarios o ensenadas someras. Siguió a esta fase otra de hundimiento progresivo en la que se formaron los enormes acúmulos de margas senonenses (tramo 5, figs. III y IV) (más de 1.000 metros de espesor en la Llanada), y a ella otra de ascenso demostrada por los sedimentos arenáceos del senonense superior, que forman las cumbres de los montes de Vitoria, cuya ausencia en el Oeste de Alava indica, que por primera vez existían tierras emergidas en el solar alavés, cerrándose con esta emergencia de fines del cretáceo, la comunicación a través de Alava del Atlántico con el Mediterráneo.

Entramos en el terciario, con el depósito durante el eoceno inferior, de las calizas numulíticas de la sierra de Urbasa y del valle de Valdegovia, cuya ausencia en la llanada de Vitoria, Cuartango y NO. de Alava así como en las sierras del S., permite afirmar: 1.º, que Treviño, los llanos de Miranda y Valdegovia formaban parte del golfo que el mar numulítico enviaba a través de Cataluña, Aragón y Valencia, atravesando por el centro de Alava de E. a O. y llegaba hasta San Vicente de la Barquera que es el lugar más occidental de España en donde se han encontrado dichas calizas; 2.º, que la Rioja era también parte de este golfo, pero separada del primero por los lugares ocupados hoy por las sierras de Codes, Peñacerrada, Toloño, Montes Obarenes y Montes de Sobrón; y 3.º, que la costa septentrional alavesa la formaban el N. y NO. de nuestra provincia ya emergido; la extensión total del mar numulítico en Alava no se puede precisar pues la erosión ha limpiado gran parte de las calizas numulíticas que debieron existir. No se ven grandes discordancias entre los estratos cretáceos y los numulíticos, no debió pues haber trastorno de consideración en los sedimentos primeros, antes ni durante la formación de los segundos, las costas del golfo numulítico en Alava debían ser bajas y sin asomos todavía de los Pirineos; posteriormente a la sedimentación de la caliza de alveolinas, tuvo lugar el primer gran movimiento de que hay huellas visibles y que hizo emerger los sedimentos numulíticos a gran altura (Sierra de Urbasa) elevando en parte la sierra de Peñacerrada, la de Tolo-

ño, etc., constituyéndose nuestra región un régimen hidrográfico análogo al que había por la misma época en diversos puntos de la Península, es decir que existieron en Alava dos lagos uno que ocupaba lo que hoy es Treviño, llanos de Miranda y parte de Valdegovia y otro al Sur que ocupaba la Rioja alavesa actual, y que no era sino un entrante del gran lago terciario que existió en la futura cuenca del Ebro formado por un gran hundimiento contemporáneo con otros movimientos análogos que tuvieron lugar en el Nordeste de la Península Ibérica. En las orillas del lago citado se formó un depósito muy particular, que hoy se conoce con el nombre de Pudinga de Pallasou (tramo 9, fig. IV) del geólogo que primero lo estudió en los bordes de los Pirineos, constituida por cantos rodados a veces del tamaño de una cabeza humana, cimentados fuertemente, formándose así un conglomerado de gran resistencia contra la erosión, cuya conservación nos permite fijar los límites del lago treviñés, que debió llegar hasta lo que hoy son los pueblos de Pariza, Urarte, y Sáseta al Este; de Ayarte, La Puebla y Pobes al norte; Tovillas, Quejo y Bachicavo al Oeste, pasaba al oriente de Sobrón y seguía en parte las orillas actuales del Ebro; este conglomerado requirió para su formación impetuosas corrientes que desnudasen las calizas numulíticas, recién emergidas, y a cuyas expensas así como a la de las margas y calizas senonenses al Oeste se formaron los cantos rodados del primero; la discordancia de esta formación con la cretácea de la Sierra de Toloño nos revela la existencia de esta sierra como tal antes del eoceno superior, separando el lago del Ebro del Treviñés.

Siguió este régimen lacunar, durante el oligoceno y la sucesión varias veces repetida de areniscas margosas sin fósiles y de calizas blanquecinas con moluscos de agua dulce, nos demuestran que hubo tiempos en que las aguas del lago entubadas por los materiales detríticos que llevaba en suspensión, apenas permitían la vida y el desarrollo de organismos en su seno, al paso que en otros intervalos de lluvias menos torrenciales, esas aguas adquirirían más transparencia y los moluscos hallaban condiciones favorables a su existencia. En este período y antes del Mioceno, debió verificarse el último y más importante movimiento de elevación del Pirineo, pues se hallan dislocadas las capas del lago central, al mismo tiempo que las capas cretáceas de las sierras del Norte y Sur de nuestra provincia, que se elevaron a veces hasta la vertical. Con tal movimiento coincidieron las erupciones ofíticas de Alava, y la apertura del boquete de las

Conchas de Haro, por donde acabó de desaguarse el lago citado ya bastante colmado con los sedimentos y apareció esta provincia casi totalmente, y con los rasgos generales de su relieve marcados en los macizos recién formados. Solo quedaba sumergida la Rioja, en donde continuaban formándose los espesos sedimentos miocenos que forman su suelo y que llegan en ciertos lugares a cientos de metros; la desecación del lago mioceno de la cuenca del Ebro acabó de dejar emergido el último trozo de nuestra provincia.

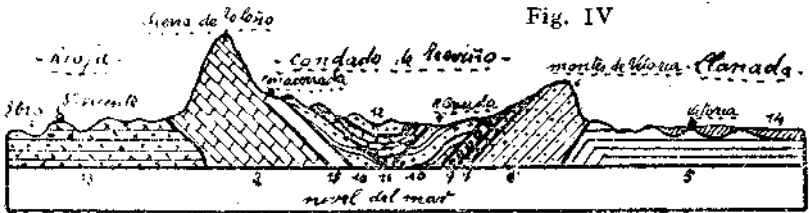








Fig. IV

Corte geológico de la Cuenca terciaria lacustre de ALAVA

- 9  Conglomerados supranumúlticos (Pudinga de Pallassou).
- 10  Calizas grises blanquecinas del Eoceno superior.
- 11  Areniscas y margas oligocénicas.
- 12  Calizas blanquecinas oligocénicas.
- 13  Areniscas y margas arenáceas oligocénicas.
- 14  Molasa miocénicas.

(Para las Escalas—dirección del Corte y demás indicaciones, véase fig. III)

Para terminar resumiremos lo que acerca de la alimentación y desecación de los lagos terciarios españoles han dicho varios autores; Verneuil y Collomb razonaban del siguiente modo (unos lagos que ocupasen actualmente el lugar bañado por aquéllos durante la época terciaria desaguarían inmediatamente por el Sur y el Oeste, pero aun suponiendo cerrados estos boquetes se desecarían por falta de alimentación y por sobrepujar considerablemente la cantidad de agua evaporada a la recibida; por lo tanto para que existiesen estos lagos debían poseer una alimentación apropiada, que según ellos era suministrada por grandes corrientes de agua, que no pudiendo

venir del resto de Europa por existir los Pirineos como barrera infranqueable para ellas, ni por otros lados pues estas comarcas estaban rodeadas de mar, debían proceder de tierras que continuasen España a través del Atlántico, recordando esta hipótesis la Atlántida cantada por los poetas, o la unión probable señalada por Forbes de Irlanda con España». Don Casiano de Prado y el Sr. Botella se opusieron a esta hipótesis pues hacían notar que no se ven en ningún sitio de nuestra península las huellas de estas corrientes ultrapeninsulares, y piensan con don Salvador Calderón (1) que dadas las condiciones metereológicas reveladas por la flora miocena puede explicarse satisfactoriamente la presencia de los lagos españoles en aquel período de temperatura subtropical y grandes precipitaciones acuosas, como sucede hoy en los lagos de la América Central y sin recurrir a ninguna otra hipótesis.

Respecto a su desecación discrepan los dos últimos geólogos citados; para el Sr. Botella fueron los movimientos orogénicos que hicieron alcanzar su relieve total al eje Ibérico los que rompieron el equilibrio que mantenía aquellas aguas, que refluieron hacia uno u otro de los mares vecinos: «ahondando grietas, aprovechando fallas, derribando obstáculos y salvando barreras». Combatió esta hipótesis don Salvador Calderón arguyendo que los movimientos a que alude el primero se realizaron muy entrada la era cuaternaria, o sea posteriores a la desecación de los lagos miocenos, y explica tal desecación suponiéndola debida a un cambio en las condiciones metereológicas del Sur de Europa durante el plioceno, demostrada palpablemente por el cambio del régimen floral, que pasó de ser subtropical con palmeras y alcanforeros durante el mioceno de clima general y uniformemente húmedo, a una vegetación constituida por tilos, plátanos y hayas de gran analogía con la flora actual (2). Todo lo dicho respecto a los lagos miocenos es aplicable al lago de la cuenca del Ebro que bañaba la Rioja, pues el del centro de Alava

(1) Anales de la Sociedad española de Historia Natural.— Tomo XIII. págs. 79 a 90 y 98 a 109 de las Actas y Tomo XIV, págs. 27 a 37 de las actas.

(2) El Sr. Hernández Pacheco en su folleto «Régimen geográfico y climatológico de la meseta castellana durante el mioceno, niega la existencia de los lagos centrales terciarios castellanos, basándose en la frecuencia de *Helix* en los sedimentos castellanos, y en los datos reunidos por él respecto a una fauna de mamíferos de la cuenca de Duero y de Castilla la Nueva, publicados en su folleto titulado. «Los vertebrados terrestres del mioceno de la Península Ibérica» afirma también que debió haber varios cambios de clima durante el mioceno.

se hallaba ya desecado en el mioceno, habiendo sido el relleno por la sedimentación y la apertura del boquete del las Conchas de Haro, cuya formación luego discutiremos, los que provocaron su desecación. Con todos estos datos se puede conjeturar lo que era el relieve de Alava recién constituídos los Pirineos vascos, pero antes digamos los rasgos importantes que en esta región presenta la citada cadena.

Caracteres generales de los Pirineos vascos

1.º Como hemos dicho, los Pirineos vascos se levantaron en la geosinclinal secundaria, que separaba la meseta central española del «Plateau Central» francés, de acuerdo con la Hipótesis de James Hall acerca de la coincidencia de la formación de las grandes cadenas de montañas en el emplazamiento de las geosinclinales.

2.º En la región alavesa se advierte la formación de dos geanticlinales separadas por las correspondientes sinclinales, en lo que fué la gran geosinclinal secundaria como lo prueba el hecho, de que el mar numulítico que bañó nuestra región, formaba en ella dos brazos, limitados por dos zonas emergidas, todas paralelas a la dirección de la sinclinal secundaria, cuyos brazos son de Norte a Sur; primero, el que inunda el centro de Alava, y segundo, el que se extendía al Sur de la misma cubriendo lo que es hoy la Rioja y Ribera de Navarra y limitados por las tierras bajas que ocupaban el emplazamiento de las actuales sierras de Aizgorri, Elguea, Gorbea, etc., por el N. y de Codes, Peñacerrada y Toloño, etc., al S.

3.º No se puede similar según las investigaciones de los geólogos, el Pirineo vasco a las cadenas de montañas llamadas dobles por Michel Levy (1) como es la de los Alpes que naciendo en el borde septentrional de la geosinclinal del Mediterráneo, tenía por simétrica la cadena de los Dinaridos que emergió del Sur inclinándose los primeros hacia Europa y los segundos hacia Africa; al paso que los Pirineos no tienen simétrica, y constituyen según las ideas de Leon Bertrand, una cadena simple en abanico, comprimido entre el «Plateau Central» francés y la meseta española, es decir que se trata de una cadena disimétrica, cuyos pliegues se inclinan de una parte y otra hacia un eje de simetría, los españoles hacia Francia

(1) A. Michel: Sur la coordination et la repartition de fractures et des effondrements de l'écorce terrestre en relation avec les épanchements volcaniques. Bull. Soc. géol. r. 3^o ser. T. XXVI (1898).

y los franceses hacia España; nosotros simplemente haremos constar que en nuestra región las vertientes meridionales de los pliegues vascos son suaves, al paso que las septentrionales son más abruptas; corresponde a Alava la vertiente suave de las sierras del Norte, y ambas de las del Sur, las sierras del Sur son también disimétricas e inclinada hacia el Norte cuyas pendientes son siempre más abruptas, siempre que la erosión no haya venido posteriormente a cortar una de las ramas o lados del pliegue en una cadena, haciendo abrupta la vertiente meridional que primeramente no lo sería, tal sucede en las sierras del Sur de Alava, en algunos trozos de la de Peñacerrada, y en las Conchas de Haro, que por haber perdido por la erosión la rama del pliegue que buza hacia el Sur, presenta el lado abrupto hacia Rioja y el suave hacia el Norte, contrariamente a lo que debió suceder en un principio.

Existe por último un detalle notable (1) en esta provincia en relación con la elevación del Pirineo, y es que las únicas capas (anteriores a este movimiento) que no se han dislocado son las margas senonenses de la Llanada, parece como si por su gran espesor hubieran opuesto una enorme resistencia a la presión lateral, suficiente para permanecer en su centro horizontales, y solamente notarse esta dislocación en sus bordes Norte y Sur que se inclinan los primeros en las lomas de las sierras septentrionales y los del Sur que buzan hacia el Sur bajo las areniscas del senonense superior que coronan los Montes de Vitoria (véanse figs. III y IV).

El relieve de Alava recién elevados los Pirineos

Las cadenas que forman hoy el límite norte de Alava poseían alturas que se pueden calcular, completando con la imaginación los pliegues cretáceos de Alava, con sus ramas septentrionales de Vizcaya y Guipúzcoa, con lo cual se puede calcular en muchos lugares rebajada en la mitad dicha altura actualmente. Tales sierras se continuaron por el sur por laderas suaves, que rellenaban por completo de margas senonenses, lo que hoy es la llanada de Vitoria y el valle de Cuartango, no existían la sierra central alavesa (montes de Vitoria y sierras de Tuyo de Santiago y de Arcamo), ni los que rodea la depresión de Cuartango ya que como luego indicaremos estos relieves los formó la erosión respetándolos, pues entonces

(1) Que ya hace notar el señor Adán de Yarza en su obra citada.

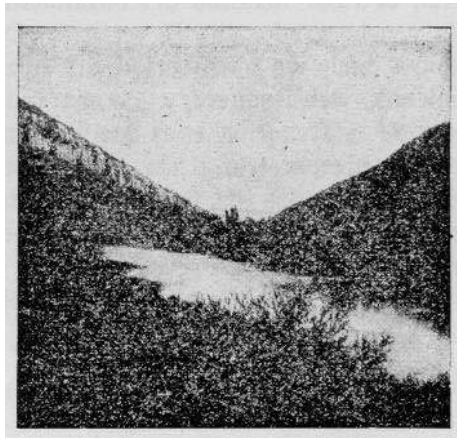
estaban sumergidos en las capas senonenses citadas; más al sur, debía existir la cuveta sinclinal de Treviño, Miranda y Valdegovia rellena de los sedimentos que allí depositó el lago Oligoceno ya desecado, hasta una altura que quizás hoy la podamos conjeturar por la que ocupan los conglomerados supranumulíticos que por su resistencia a la erosión han debido ser poco rebajados, y por fin dicha cuveta estaba limitada al sur por la cadena meridional alavesa, mucho más alta que en la actualidad, pues la erosión ha hecho enormes estragos en ella ya que como indicamos en otro lugar faltan en muchos trozos las ramas meridionales de los pliegues, pudiendo quizás explicarse esta actividad erosiva tan grande por las razones que expondremos al tratar de «Las Conchas de Haro» y de la desecación probable del lago 3^{no} alavés. Sobre este terreno así moderado comenzó el trabajo de la erosión sobre el que tuvieron enorme influencia, la composición estratigráfica del suelo y sobre todo los

Fenómenos consiguientes a la elevación del Pirineo

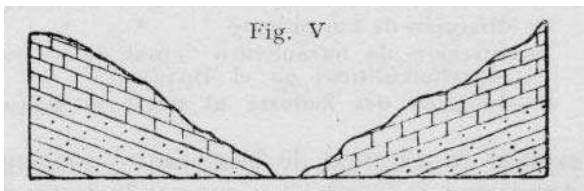
Una de las formaciones que más asombran al estudiar el relieve de Alava, es la que se llama en esta provincia la llanada de Vitoria o por antonomasia simplemente la Llanada; es una región bastante llana de unos 600 kilómetros cuadrados de extensión, en cuyo centro próximamente se halla situada la capital de Alava, de una altura media de 513 metros sobre el nivel del mar (cota de Vitoria), limitada por todas partes por montañas bastante elevadas, sin más desagüe que el estrecho paso fraguado en los montes de Vitoria y denominado Boquete de la Puebla y aprovechado por el Zadorra para su salida de la llanada, después de haber recogido todos los ríos y arroyos que riegan esta región. El estudio de este Boquete nos va a dar la clave de semejante formación sobre la que han emitido ideas tan erróneas varios autores entre ellos D. Ladislao Velasco (1) que suponía era la cuenca desecada de un lago cuya agua se vertería al abrirse el Boquete de la Puebla. Calderón combate esta hipótesis y dice que fué formada la Llanada por la erosión; de esta opinión es Adán de Yarza, pero ninguno de los dos se detiene en las condiciones que determinaron este trabajo que fué la consecuencia necesaria de la formación del Boquete citado.

(1) Citado por D. Salvador Calderón en su «Reseña geológica de la provincia de Alava».

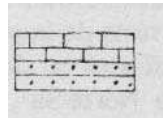
EL Bosque de la Puebla



Actualmente se presenta como un valle transversal de los Montes de Vitoria, formado por un descenso de los estratos, que a ciertas distancias y a un lado y otro del mismo, ocupan las cimas de dichos montes, como se ve en la fig. V. Los conglomerados supranumulíticos que en esta región coronan los montes de Vitoria, descienden hasta el nivel del río, reposando sobre las capas senonenses igualmente inclinadas (fig. V). El Zadorra lleva al atravesar el Boquete



Conglomerados supranumulíticos
 Capas senonenses.



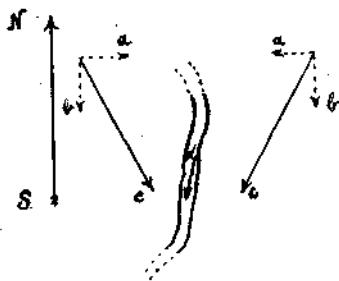
Esquema de la disposición de los estratos que forman el BOQUETE DE LA PUEBLA

(El perfil está tomado de fotografías).

una dirección de siete grados de declinación oriental, y las capas de conglomerados que forman este estrecho buzan las de la derecha

del río en una dirección de unos veintisiete grados de declinación occidental y las de la izquierda de veinticinco a treinta grados de declinación oriental; el valor máximo del buzamiento de sus capas es de unos sesenta y ocho grados con la vertical. ¿Cuándo se formó este valle? fijándonos bien en la dirección del buzamiento de las capas del conglomerado del Boquete y comparándolo con el que presenta en el resto de esta cadena, en la que es francamente norte-sur es decir próximamente paralelo al río, se advierte, que la dirección de inclinación de las capas del Boquete debe ser la resultante de la dirección norte-sur general del buzamiento de los conglomerados de estos montes, con la transversal de Este a Oeste que el descenso de esta región imprimió a estos estratos. Solo de este modo

Fig. VI



EL BOQUETE DE LA PUEBLA

- a—dirección de descenso de las capas de los M. de Vitoria.
- b—dirección de buzamiento » » » »
- c—dirección de buzamiento actual de los conglomerados supranumulíticos en el Boquete.
- d—dirección del Zadorra al pasar el Boquete.

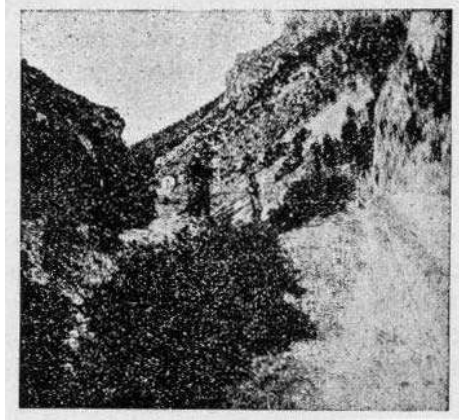
se puede explicar la dirección de buzamientos convergentes hacia el río que demuestran la figura VI y que por lo demás no son generales en el resto de la provincia, por lo tanto, el descenso transversal de estos estratos se debió verificar cuando ya tenían marcados su buzamiento Norte-Sur, es decir después de su dislocación que fué provocada por el último movimiento de emergencia de los Pirineos, acontecido entre el oligoceno y el mioceno, por lo tanto es entre estas dos etapas que debió verificarse su apertura. ¿A qué causa obedeció semejante movimiento? Creemos que éste, como el plegamiento que provocó la formación de la sierra de Badaya de que luego hablaremos, se deben asimilar a las ondulaciones transver-

sales o pliegues ortogonales de Marcel Bertran, que frecuentemente se advierten en las cadenas de montañas normalmente a su dirección, y que provocan la elevación o descenso de sus ejes anticlinales siguiendo una especie de ritmo irregular; en efecto dichos plegamientos tienen sus ejes en dirección exactamente normal a la que poseen. los pliegues de la cadena Pirenaica y ya hemos visto que son concomitantes o poco posteriores a ella. Es fácil prever la consecuencia de este acontecimiento; comenzaría el Zadorra y sus afluentes el ahuecamiento de la llanada de Alava, respetando las capas de conglomerados y areniscas que forman las crestas de los montes de Vitoria en razón a su mayor resistencia, y que sirvieron de barrera a la erosión y de protección a las capas sobre que se asentaban; provocando un relieve cada vez mayor que hoy conocemos con el nombre de montes de Vitoria y sierra de Tuyo; sobre éstos volveremos a tratar al hablar de la erosión en Alava. Indiquemos para acabar con el estudio de este curioso Boquete, que la causa inicial de su formación ha sido el plegamiento citado; pero que la erosión ha debido contribuir a ahondarlo, como lo prueban el hecho 1.º que el Zadorra no presenta ruptura de pendiente ninguna en su perfil longitudinal, al paso de las capas duras de conglomerados, a las mucho más blandas de areniscas poco coherentes que encuentra inmediatamente en Treviño; siendo sabido que en general el paso de una capa dura a otra más blanda, determina casi siempre una ruptura de pendiente en el perfil longitudinal de un río, lo cual demuestra que el Zadorra ha debido conseguir casi su perfil de equilibrio, es decir ha erosionado ya todas las asperezas representadas por capas duras que encontrase a su paso, siendo una de ellas la barrera de conglomerados que atraviesa; todo lo cual está conforme con el estudio que hacemos al final de los perfiles longitudinales de los ríos de Alava en el que claramente se ve que el Zadorra debe estar cerca de conseguir su perfil de equilibrio.

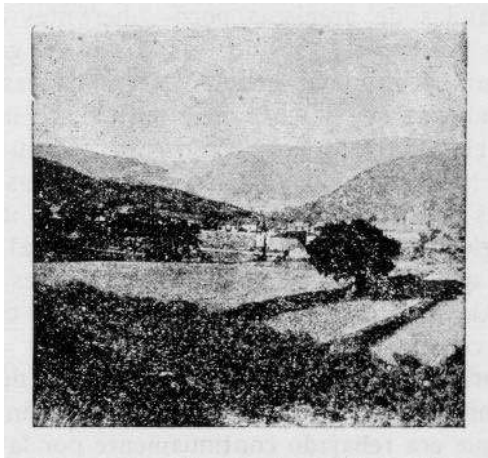
La capa dura de conglomerados del Boquete debió constituir una especie de nivel de base, para el trabajo de erosión en la Llanada, nivel de base que era rebajado continuamente por la erosión y que por, lo tanto rejuvenecía el trabajo de los ríos en la talla de esta región.

Otra consecuencia del plegamiento pirenaico de gran trascendencia para el relieve alavés, fué la formación de la garganta por la que el río Bayas atraviesa la sierra de Badaya en Subijana y que nosotros para abreviar llamaremos la Garganta de Subijana.

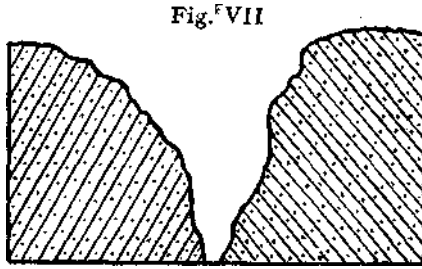
La garganta de Subijana y el valle de Cuartango



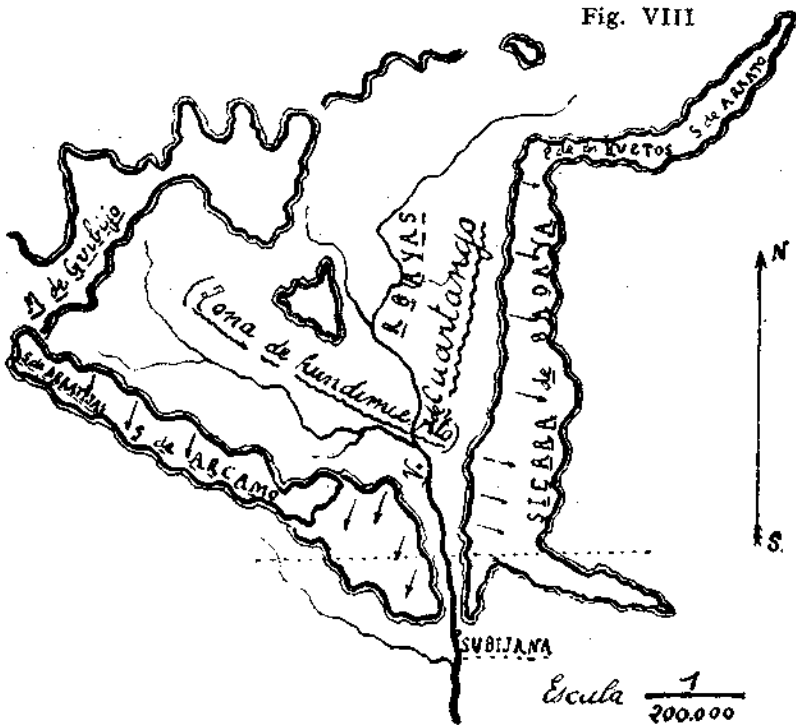
Es también la garganta de Subijana el único estrecho paso que puede servir de desagüe al valle de Curatango ya que este último



está limitado al E. por la Sierra de Badaya, al S. y al SO. por la Sierra de Santiago de Arcamo y la de Arratijas, y al N. y NO. por los Montes de Guibijo (ver fig. VIII). Los montes del E., S. y SO. poseen de altitud media sobre el valle unos 400 a 500 metros, los del N. menos, pues el valle que posee una altitud de 50 metros sobre el nivel del mar en Subijana, alcanza la cota de 569 metros en Anda y sube



Disposición de las calizas senonenses en la GARGANTA DE SUBIJANA
(El perfil está tomado de fotografías).



La fosa de Cuartango y la garganta de Subijana

(Datos geográficos tomados del mapa de Alava de Fco. Coello).

(Las flechas indican la dirección de buzamiento máximo de las margas senonenses que forman las sierras.)

(La línea de puntos marca la dirección según la cual se ha hecho el corte de la fig. VII).

algo hasta llegar al extremo Norte del mismo, es decir está inclinado ascendiendo hacia el Norte, precisamente en esta última región, el terreno no es tan accidentado, lo cual hace que las líneas del ferrocarril de Miranda a Bilbao, que atraviesa el valle de Cuartango entrando por la garganta de Subijana, salga por el Norte del mismo para dirigirse luego a Izarra y Orduña. Todo el valle y las Sierras que lo rodean, están formados por las margas con micraster tan abundantes en el suelo alavés; pero hay que observar como ya lo hace Adán de Yarza, que dichas margas pierden hacia Subijana paulatinamente su arcilla, de tal modo que el accidente de que tratamos está ya formado por calizas bastante compactas. El paso del Bayas a través del Badaya, tiene una longitud de uno a dos kilómetros y una anchura que va decreciendo en la dirección del río, llegando a tener algunos sitios de la boca del Sur doce a quince metros.

El estudio de la tectónica de esta región revela que las capas de caliza buzan divergiendo del río es decir que el paso que éste lleva una dirección aproximada norte sur, las capas de la derecha del río buzan en dirección de 120 grados de declinación oriental y las de la izquierda de unos 40 grados de declinación occidental, siendo por lo tanto estas direcciones casi normales (véase figura VIII); el valor máximo de su inclinación en ambas es de unos 40 grados.

De la simple enumeración de estos detalles, así como de la inspección de las esquemas VII y VIII brota la idea, de que semejante estrecho fué fraguado por el descenso del terreno situado entre las dos escarpas que serían en este caso dos fallas o escaleras de fallas convergentes, es decir que se trata de lo que en geología se llama una fosa; no son raras las fosas que han llegado con el tiempo a ser valles por donde corren importantes corrientes de agua, tales son el valle del Jordán, el del Rin entre los Vosgos y Selva negra, etc. Es claro que si nosotros hubiésemos podido demostrar el contacto brutal de una capa, con otra más reciente o más antigua sobre la misma horizontal no habría duda de que se trataba de una falla, pero como quiera que todo el accidente se desarrolló en el seno de un macizo de calizas senonenses tal constatación no se puede realizar. Vamos a exponer pues las razones de nuestra creencia: En primer lugar, la figura VII nos demuestra la arquitectura típica de los valles formados por estos accidentes, es decir la existencia a los dos lados de la zona hundida, de capas que buzan en sentido opuesto en relación con el eje del valle, que produce necesariamente un aumento de espacio en el terreno levantado, que al no poder ser completa-

mente ocupado por el trozo antiguo, éste se hunde hasta ser sostenido por los flancos de la fosa; en segundo lugar el perfil transversal que representa la fig. VII como el de otro cualquier lugar de dicho valle nos revela la existencia de varias rupturas dependientes de las escarpas, provocadas por verdaderos muros casi verticales de calizas, separados entre sí por trozos de pendientes más suave, tal como si el accidente hubiera sido originado por varias fallas en escalera. Este perfil es muy distinto al de un valle fraguado por descenso del anticlinal de una cadena (véase el de la Puebla, o el de un valle formado por la erosión como el de las Conchas de Haro, Sobrón, etc.). Por último en el plano que damos de la configuración del valle de Cuartango, se ve que en el ángulo sur de dicho valle, se realiza la unión de dos pliegues originados por el movimiento de alzamiento Pirenaico. detalle cuya importancia se advierte en las palabras de E. Haug (Los Fenómenos geológicos, pág. 247) cuando dice «los ángulos de «rebroussement» = cambio de dirección = donde se opera la unión de pliegues en guirnalda son manifiestamente zonas de debilidad en las regiones plegadas, pues ellas constituyen un lugar de elección para las fracturas y las fosas cuya situación coincide a menudo casi rigurosamente con las aristas de «rebroussement». Por todo lo cual es fácil admitir la idea de que todo el valle de Cuartango es una zona de hundimiento o fosa originada en el encuentro de los pliegues que forma la Sierra de Badaya y de Arcamo, ambas monoclinables y de buzamientos opuestos; y la del que el paso de Subijana es una prolongación de esta fosa a través de Badaya, que ocupa precisamente el lugar en que cambian las direcciones de buzamiento y que coincide además con el valor máximo del descenso de las fallas.

¿Cuándo se realizó este acontecimiento? La edad de los montes que rodean Cuartango es clara, las sierras del Sur y Suroeste, Santiago, Arcamo, etc., se elevaron al dislocarse los conglomerados supranumúlticos del lago terciario alavés (se ven dislocados en Pobes), por lo tanto deben ser contemporáneas del último plegamiento pirenaico de Alava; y la de Badaya formada sola de margas senonenses y de dirección normal a la de todos los pliegues de Alava, creemos que sería contemporánea de la apertura del boquete de la Puebla, ya que a todas luces ambas flexiones son debidas por su próxima situación e idéntica configuración (véase fig. I) a la misma causa; sea ésta la de que ambos corresponden a los pliegues ortogonales de M. Bertrand, que citamos antes o sea que las margas

senonenses de la Llanada presentando una enorme resistencia por su gran espesor al ser plegadas de Norte a Sur, en virtud de grandes presiones algo convergentes (las de las sierras del Norte de Alava de Norte a Sur y las de Urbasa y Vitoria algo de Nordeste a Suroeste), se adaptaron a un espacio menor plegándose de Este a Oeste en cuya dirección debieron ofrecer menos resistencia. Por lo que acabamos de exponer se puede conjeturar que la fosa de Cuartango data del tránsito del oligoceno al mioceno.

Como al hablar del Boquete, se debe advertir aquí que si bien la causa tectónica de la existencia del valle de Cuartango debe ser la citada, la erosión del Baya debió labrar su cauce contribuyendo a ahondarla, y borrando la primera ruptura de pendiente que indudablemente se produjo con el referido accidente, al paso que hoy el tránsito de Cuartango a la cuenca lacustre oligocena que atraviesa luego se hace insensiblemente.

La falla de Aramayona

La denominaremos así por estar el pueblo de Aramayona enclavado en el lugar donde se verificó este accidente. Citado y descrito por Adán de Yarza en su descripción física y geológica de la provincia de Alava no haremos sino copiar lo más importante de lo que en su trabajo se refiere a este asunto, para luego ampliarlo brevemente. Dice (pág. 24) «La sierra de Elguea y su inmediata de Aizgorri se deprimen hacia Arlabán, y la divisoria de aguas se mantiene mucho más baja en una longitud de 12 ó 13 kilómetros hasta que vuelve a reponerse para formar el monte Gorbea cuya cima (1.538) es el punto más elevado de la provincia. La depresión de la cordillera entre Arlabán y Ubidia obedece como luego tendremos ocasión de explicar, a un sistema de fallas que hacen aparecer más hacia el N. rocas idénticas a las que se descubren en Aizgorri y Gorbea y esta disposición favorable del suelo se ha utilizado en la construcción de tres carreteras que de Guipúzcoa y Vizcaya se dirigen a la capital de Alava salvando grandes desniveles» luego (pág. 63) al describir el corte número 2, de su trabajo que es el que nos ha servido para ejecutar las figs. III y IV «La Peña de Echagüen que forma parte de un pintoresco macizo montañoso en la confluencia de las tres provincias vascongadas en donde descuellan los picos de Amboto (1.361 m.), Mañaria, y Urquiola está constituida por

las calizas compactas (tramo 2 de su croquis) con requienias del tramo cenomanense (posteriormente rectificó colocándolas en el

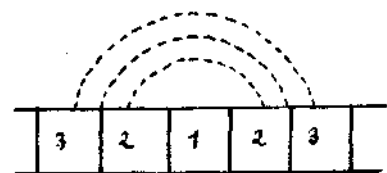
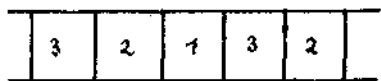
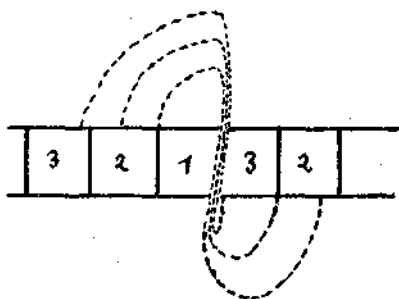


Fig. IX
a—sucesión horizontal de las capas en un corte que pasase por Gorbea y Lequeitio
(sucesión normal)



b—sucesión horizontal de las capas en un corte que pasase por Villarreal y Amboto
(sucesión anómala)



c—Pliegue-falla con desaparición de la rama inversa del pliegue I.º que puede explicar la sucesión anómala.

El pliegue-falla de ARAMAYONA

(Para la significación de los números 1, 2 y 3, véase fig. III y texto).

Urgo-aptense). Su estratificación que vista desde cerca parece confusa, se destaca por el contrario con notable claridad cuando se la mira desde cierta distancia presentándose las capas con una curvatura que hemos procurado representar fielmente en la corte (véase fig. III). Sobre ellas se apoyan en estratificación concordante areniscas amarillentas idénticas a las que hemos hallado en la sierra de Elguea, las cuales deben estar limitadas al S. por una falla, puesto que las rocas pizarreñas del cretáceo inferior, aparecen bajo las calizas del Gorbea, se corresponden sin solución de continuidad con las que se hallan debajo de las de San Adrián, etc.)) y luego dice «Las capas pizarreñas de colores oscuros están aquí profundamente trastornadas viéndose con frecuencia pliegues y cambios de buzamiento en los pocos parajes donde la tupida vegetación permite este género de observaciones, pues es esta región una de

las de más frondosidad de la provincia. En las rocas del cretáceo inferior están enclavadas la villa vizcaina de Ochandiano, y el pueblo de Ubidea en que se dividen ambas provincias, y la mayor parte de las barriadas pertenecientes al término municipal de la villa de Aramayona. En los montes situados al norte de Villarreal se descubren al unos asomos de las calizas compactas Urgo-aptenses con buzamiento meridional (otra vez tramo 2), pero sin que presenten todo el espesor con que se ven en la sierra de Aizgorri por cortarlas la falla que las pone en contacto de las rocas inferiores. Sobre estas calizas vienen en estratificación concordante, las areniscas amarillentas intercaladas de pizarras silíceas y carbonosas que van predominando en los contornos de Villarreal (otra vez tramo 3). A muy corta distancia al sur de esta orilla comienzan las margas senonenses con *Micraster brevis* (tramo 5), etc.

Completando nosotros los cortes números 2 y 3 de su descripción geológica de la provincia de Alava, con los cortes 1 y 3 respectivamente de su trabajo sobre la geología de Vizcaya, aunque el primero de ésta sea un poco occidental con respecto al 2 de aquélla, se ve que la sucesión de las capas es como lo indica la fig. IX (b) para un corte que pasase por cerca de Villarreal entre Urquiola y Amboto, o sea por el territorio precisamente ocupado por lo que el señor Adán de Yarza indica que debe explicarse por una falla; en cambio la fig. IX (a) nos demuestra la sucesión de los estratos, en un corte situado algo más al occidente, que pasase por Gorbea y Lequeitio, en cuyo corte se puede ver la sucesión normal de las capas, que produciría una anticlinal cortada por la erosión; parece muy bien explicarse, el paso de la fig. *a* en que la sucesión es normal a la fig. *b* en que es anómala por la existencia de un pliegue falla en cuya formación hubiera desaparecido la rama inversa del pliegue primero, como claramente lo indica la fig. IX (c). Este pliegue falla explicaría también el corrimiento horizontal de las areniscas cenomanenses, y de las calizas Urgo-aptenses que constituyen los montes de Amboto Urquiola, etc. No parece que este accidente pueda haber sido el resultado de lo que los franceses llaman «dicrochement horizontal, o Blatt», que hubiese empujado totalmente este trozo del Pirineo hacia el N., pues tal corrimiento nunca hubiera provocado la sucesión anómala de los estratos que se advierten en la fig. IX *b*. El efecto más notable de este pliegue falla en Alava ha sido el descenso sensible de la divisoria de aguas del Mediterráneo y el Atlántico acontecido entre Arlabán y Ubidea a que aludíamos al principio.

PARTE TERCERA

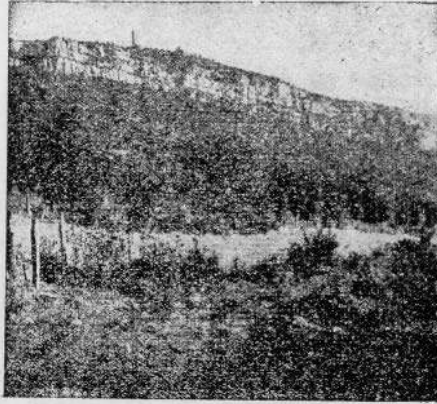
El trabajo de la erosión en Alava

Cuando el plegamiento de los Pirineos vascos dió a Alava el relieve tectónico que acabamos de relatar, comenzó el trabajo lento pero continuado de la erosión fluvial; corroyendo su modelado virgen, demoliendo las altas cumbres de sus jóvenes sierras, ahuecando en las laderas de sus montes septentrionales transformándolos en llanadas, haciendo resaltar por lo desigual de su acción según la dureza de los materiales, vigorosos relieves que hoy constituyen elevadas montañas (cadena central Alavesa), verificando labor de sierra en muchos lugares de la cuenca lacustre terciaria alavesa en donde con frecuencia los ríos corren por hondos valles de abruptas paredes, labrados por ellos, cortando tajos gigantescos en sus sierras del S., para que sus aguas fluyesen al Ebro, el cual lentamente abría las vías de comunicación con el mar a recintos tectónicos de desagüe «lago terciario alavés, y lago terciario de Villarcayo, etc.), y verificando por último labor de zapa en el terreno calizo de Zigoitia hoy minado por corrientes subterráneas, en donde los hundimientos de atrevidas bóvedas, y la disolución continuada de los materiales en un lugar cualquiera fraguaron los abismos y simas, conocidos allí con el nombre torcos; estudiemos una por una estas formaciones.

La llanada y los montes de Vitoria

Poco tenemos que añadir, a lo que dijimos de ella al hablar de la formación del Boquete de la Puebla: es un espacio bastante llano de unos 600 kilómetros cuadrados, rodeados por todas partes de altas montañas que son: al O. la sierra de Badaya (con alturas de 1.207; los Oteros) sierra monoclinial, cuya inclinación bastante brusca mira hacia la llanada; al S. con las sierras de Encía y Urbasa (monte Capildui, 1.175 m.), los montes de Vitoria (800 m.) también monoclinales con el lado abrupto hacia Alava; al N. termina gradualmente hacia las colinas de Villarreal y las que preceden a la sierra

de Elguea (1.154 m.) pertenecientes a las sierras septentrionales alavesas que la limitan por el N. con cotas de 1.538 m. (Gorbea)



Montes de Vitoria (coronándolos se ven los conglomerados supranumulíticos)

y 1.544 m. (Aizgorri); al E. va estrechándose paulatinamente, hasta que al llegar a los límites de Navarra se convierte en un angosto valle por donde corre el río de la Borunda; su suelo está constituido por las margas senonenses, a excepción de las manchas de aluvión que aparecen en el mapa; tiene una inclinación, que le ha dado la erosión fluvial, de nordeste a suroeste, pues la cota de Salvatierra situada casi en el extremo nordeste es de 598 m. y la de Vitoria que corresponde al centro es de 523 siendo la de Zadorra en el Boquete de la Puebla (extremo suroeste) de 476 m.; las cotas más bajas de las crestas de los montes que la rodean, aprovechadas por carreteras son: el Puerto de los montes de Vitoria (756 m.) el Puerto de Arlabán (617), Puerto de Ayurdin (723 m.), etc., lo cual nos demuestra lo alejado que está cualquier punto de su contorno de poder servir de desagüe a esta inmensa hondonada, a excepción del Boquete de la Puebla que hace de vertedero natural.

Respecto a su formación como a la de los montes de Vitoria y Tuyo ya expusimos nuestra opinión de que fué provocada por el descenso de las capas del Boquete de la Puebla que produciría la formación de un pequeño valle, el cual se fué agrandando por la erosión que talló la superficie extractural para dar lugar a la actual superficie topográfica; las primeras formas que corresponderían a la juventud del período erosivo son fáciles de adivinar, teniendo

en cuenta la naturaleza margoso-arcillosa de su suelo, la infiltración debía ser débil, el deslizamiento de las aguas por el suelo intenso y se producirían multitud de valles estrechos y muy ramificados cuyos relieves se forman actualmente en las laderas de los montes que bordean la Llanada; rápidamente se debió pasar este período juvenil, en razón a la acelerada, marcha de la erosión sobre esta clase de suelos, sobreviniendo luego un período de madurez, caracterizado por un modelado vago, de relieves con lomas redondeadas y valles ensanchados (cuenca actual de casi todos los afluentes del Zadorra), no tardando en llegar un estado intermedio entre las fases de madurez y senilidad cuya precocidad es carácter de los terrenos arcilloso-margosos, como lo demuestra el curso lento y perezoso del Zadorra en muchos trozos, que divaga con frecuencia en su ancho valle en donde no faltan extensiones pantanosas. Coinciden estas apreciaciones por otra parte, con los resultados del estudio del perfil longitudinal de los ríos de Alava que hacemos en otro lugar (fig. XIV), allí veremos que el Zadorra es un río de débil y regular pendiente, que no debe hallarse lejos de conseguir su perfil de equilibrio, al paso que el Zalla y demás afluentes son ríos de bastante inclinación de corriente rápida, y alimentados por verdaderos torrentes que bajan de las laderas de los montes que rodean la Llanada y que nos dan idea de lo que debió ser el Valle de Zadorra en sus comienzos.

Si en vez de hacer el análisis de cada río, se echa una mirada de conjunto sobre este recipiente hidrográfico considerado como independiente, observaremos que se halla muy lejos de haber conseguido su estado de equilibrio, pues no se podría demostrar la concordancia de embocadura de los afluentes del Zadorra, ni abatidos sobre un mismo plano vertical los perfiles de todos ellos estarían contenidos en los del Zadorra, al que sobrepasarían casi todos; condiciones que según Penck se deben cumplir en el estado de equilibrio de todo recipiente hidrográfico.

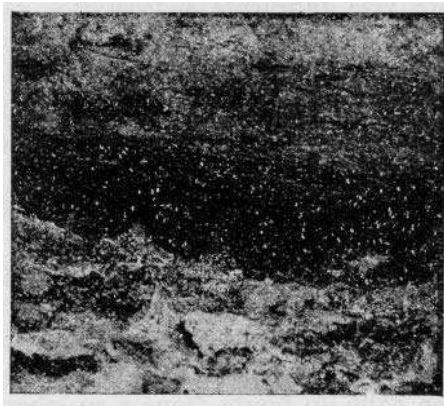
En todo caso la erosión respetó algunos trozos que aparecen hoy como colinas o montículos testigos de lo que fué el manto de margas senonenses que rellenó anteriormente la Llanada; una ruina de los cuales, es la colina sobre que hoy se sienta la ciudad de Vitoria. La erosión halló un fuerte dique a su labor en las areniscas del senonense superior (ver figs. III y IV) y en los conglomerados supranumulíticos que coronan los montes de Vitoria, que sostuvieron las capas de margas senonenses sobre que se apoyan con frecuencia en esta sierra, originando el fuerte relieve que hoy limita

por el sur la Llanada de Vitoria; son pues estos montes relieves monoclinales producidos por la erosión cuyo lado abrupto mira hacia la Llanada y el suave en la dirección de 12 inclinación de las capas hacia Treviño.

Uno de los afluentes del Zadorra denominado el Zalla que riega el extremo NO. de la Llanada, ha originado unas formas de relieve especiales que si bien no son muy extensas se deben citar por lo curiosas.

El relieve karstico en Alava

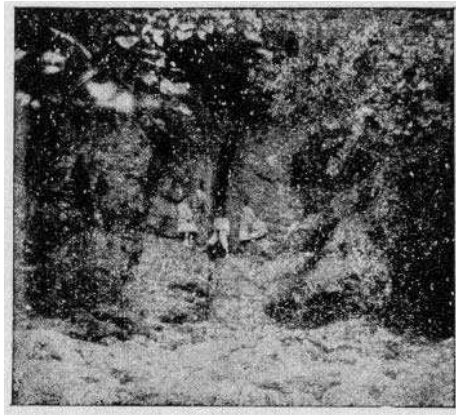
El Zalla es un río que desde el pueblo de Murua, hasta su desembocadura en el Zadorra verifica un recorrido de 21 ó 22 kilómetros; nace antes de Murua en las estribaciones del Gorbea, siendo muchos los afluentes que recibe en sus cinco o seis primeros kilómetros. Este río de cauce seco en verano corre desde Murua por las margas senonenses, y al llegar a la salida del término de Ondátegui recibe un afluente que hundiéndose mediante una cascada de que da idea una de las fotografías que acompañan a este trabajo, llega al Zalla que posee allí un cauce hondo, y produce en las margas muy ricas en calizas que forman su lecho, variadas formas de erosión como son cascadas, marmitas de gigante, etc., llegando por fin al bocarrón de Zaracua. Este bocarrón o torco de Zaracua es una sima impo-



Torco de los Zambolinos

nente cuyas dimensiones aproximadas son: 25 a 30 metros de largo 12 a 15 de ancho y 8 a 10 de profundo (la descripción detallada de este accidente así como de las cuevas y torcos que vamos a citar

se halla en la tesis doctoral que sobre Espeleología de Alava hizo D. Luis Heintz y Lol), dentro de la sima hay una cueva de entrada orientada al N., ésta es triangular y ancha de 10 metros, en el interior de la cueva se encuentra una galería de treinta metros de profundidad que da paso a tres aberturas de las cuales una sola es asequible al hombre, siguiendo la cual se llega bien pronto a una corriente de agua subterránea. El fondo de la cueva está tapizado de arcilla rojiza procedente sin duda del lavado de las margas del terreno sobre que se asienta todo el accidente; el cauce del Zalla, sale de la parte superior del torco lo cual implica que para salir el agua de allí ha debido rellenar la sima, cuya cueva obstruye en cada turbión los restos de vegetales que arrastra el agua, hay que advertir como ya dijimos que el río en esta región está seco la mayor parte del año; más lejos continúa el Zalla su cauce subaéreo, pasando por los términos de los pueblos de Letona y Apodaca, no presenta nada de anormal, si bien a su izquierda se hallan los torcos (dolines y avén de los franceses) de los Zambolinos y Lendia y otros, cuya



Cascada de Zaracua

descripción no copiamos del trabajo citado para no extendernos demasiado, pero que esencialmente son lo mismo que el bocarrón de Zaracua es decir grandes hoyos en cuyos fondos se abren cuevas que sirven de alumbramiento a ríos o mantos subterráneos de agua; hay otros lugares que son simples hoyos casi cónicos, profundos pero sin cuevas ni corrientes subterráneas que aparezcan en su fondo: haremos notar: 1., que estos torcos están en serie y alejados del

Zalla; y 2.º, que para pasar de uno a otro la corriente subterránea tiene que salvar montañas de regular tamaño. ¿Es un río subterrá-

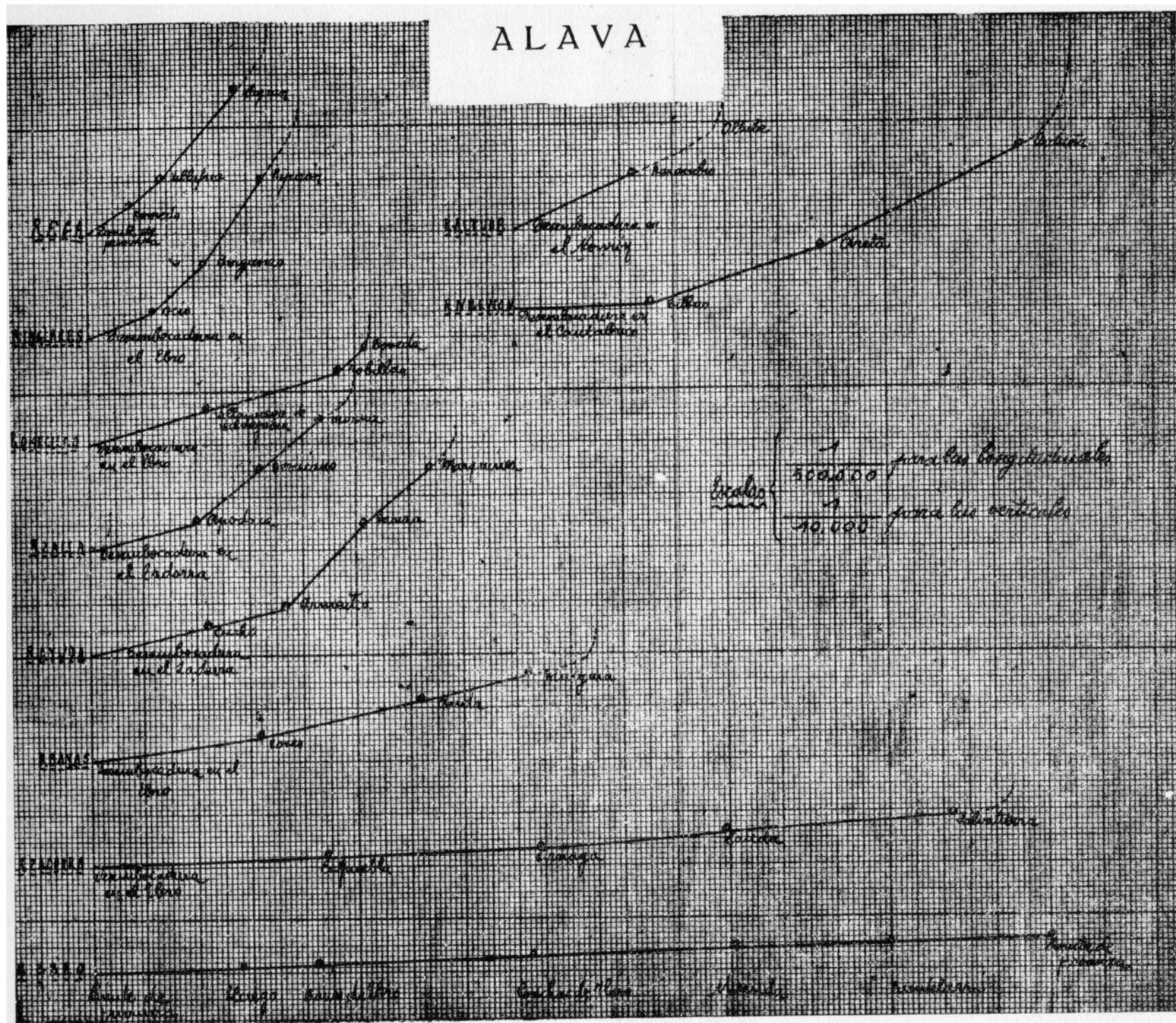


Torco de Lendia

neo o un manto de agua lo que circula bajo este suelo? Veamos la opinión de varios autores que tratan de estas aguas subterráneas. Haug dice en su tratado sobre los fenómenos geológicos, pág. 357: «En los terrenos fracturados y en particular en las calizas el agua no circula bajo la forma de verdaderos mantos sino que sigue primero las fracturas, después una red de canales que no tardan en reunirse en verdaderos ríos subterráneos que corren en galerías desarrolladas en altura y largura, etc.», y luego, pág. 359: «Estos ríos subterráneos llegan a la superficie por fuentes vauclosianas. No son propiamente fuentes por eso Martel ha propuesto llamarles resurgencias; su gasto es muy variable pues a menudo, no son sino el vertedero de las crecidas de ríos subterráneos que normalmente salen por otras vías o bien ellas constituyen la reparación de ríos en pérdidas o en hoyos de cascajo y hechos subterráneos en una parte de su longitud». Por el contrario otros como Grund, admiten la existencia de fisuras bastante numerosas para que el agua pueda formar una especie de manto. En el caso que tratamos las fisuras que se advierten en las cuevas por donde circula el agua son anchas y bajas y no altas y estrechas como dice Haug. Por último Sawicki (1) expuso su teoría de ciclo karstico que parece dar una explicación satisfactoria de estos relieves. Sin pretender exponer estas

(1) Sawicki (L. von). Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. G. Z. XV, 1909, p., 187 104 y 259 281.

Estudio comparativo de los perfiles longitudinales de los principales ríos de



ADVERTENCIA.— La falta de un mapa de Alava con curvas de nivel, hace que los datos para este estudio sean incompletos por ser a veces demasiado espaciados, así que se deben considerar estos perfiles solo como aproximados.

ideas con toda la amplitud que le da su autor, diremos las nociones indispensables para adaptarlas en lo que sea posible al caso particular objeto de nuestro estudio. Introduce primeramente la noción del nivel de base de la hidrografía karstica, diciendo que es la parte superior del manto del Karst, el cual se forma por infiltración de las aguas que desciende hasta la capa impermeable que soporta la caliza formando un manto continuado que impregna la fisura de las rocas. Es claro que este manto tiene siembre una superficie irregular dependiente del estado de fisuración de la roca y esta superficie se hace muy desigual en terrenos plegados siguiendo groseramente las ondulaciones de la capa impermeable. Ahora bien el trabajo de las aguas subterráneas con sus consecuencias para la superficie es tanto más violento cuanto la distancia sea mayor entre la superficie del suelo y el nivel de base kárstico además éste es variable según las lluvias por el volumen relativamente débil de los espacios llenos de agua, como el ahuecamiento de los valles subaéreos es tanto más activo cuanto la diferencia de nivel es más grande con el nivel de base; y así como en los ríos subaéreos se admite un ciclo evolutivo, con fases de juventud, madurez y senilidad; estas mismas fases se admiten en la evolución del ciclo kárstico caracterizadas por los siguientes detalles resumidos muy bien por Martenne en su tratado, de Geografía física, pág. 478. 1.º, la circulación torrencial no está organizada, su nivel es irregular, en su superficie la erosión química es muy activa, en la superficie del suelo las aguas que no son absorbidas rápidamente pueden ahuecar valles secos, en las pendientes la acción de las aguas lluvias, arroyos, etc., arrastran los productos de descomposición, desarrollándose «lapies» antes que aparezcan los torcos, abismos y pozos; la formación de éstos indica que la disolución gana en profundidad, haciéndose tanto más hondos cuanto el manto del karst es más profundo, por el contrario más anchos si está más cerca de la superficie, los vacíos aumentan en la masa caliza, el nivel de base del karst baja por lo tanto y se hace menos irregular pero la superficie del suelo baja todavía más de prisa bajo la influencia de la disolución, de la formación de torcos de los hundimientos, etc., cuando el manto kárstico se encuentra cerca de la superficie puede llegar a aflorar en los puntos deprimidos e inundar temporalmente los torcos, abismos, etc.; este es el camino hacia la senilidad del karst, luego el dominio de la circulación subterránea se reduce; los residuos de la descomposición química no pueden ser arrastrados y se acumulan en los conductos

subterráneos que tienden a obstruir y aun en la superficie, los torcos dejan de desarrollarse en profundidad tendiendo hacia las formas con fondo plano, los «lapies» se entierran sucesivamente en la «terra rosa» y los rasgos característicos del karst tienden a obliterarse. ¿Corresponde la región de que tratamos al relieve karstico? La descripción de las «doline y avén» de los franceses corresponden muy exactamente a lo que en Alava llaman simas y torcos, la existencia de corriente en mantos subterráneos de agua es indudable, pues aparecen en el fondo de las cuevas de todos ellos, al mismo tiempo nos encontramos con lechos de ríos secos muy cerca de estos torcos, por último la existencia de simas o torcos en comienzo es indudable, pues con frecuencia se encuentran en diversos lugares de la región hoyos cónicos y bastante profundos en general cubiertos de vegetación, pero que todavía no alumbran las aguas subterráneas sin duda por no llegar a ellas (uno de estos fácilmente visible es el que se halla a la derecha de la carretera de Vitoria a Murguía, junto al caserío de Lendia, precisamente a unos 500 metros del torco de Lendia que citamos antes). Todo lo cual en unión con la forma honda y estrecha de los torcos de Zaracua y de los Zambolinos, y la más abierta y llena de arena de Lendia, nos hace pensar que este último debe estar en los términos finales de su ciclo, al paso que los dos primeros están probablemente en un período de evolución menos avanzada, cuyas formas juveniles, serían análogas a los torcos de formación ya descriptos.

Un dato sin embargo queda por esclarecer en este asunto; hemos dicho que la formación de estos relieves requiere la existencia de calizas fisuradas reposando sobre un terreno impermeable, pues bien; en la región que estudiamos se ve que existen margas muy dislocadas y ricas en caliza del senonense, por lo tanto cumple con la primera condición, pero la existencia de la capa impermeable no se puede demostrar por la estratigrafía del suelo, pues tras una profundidad indudablemente grande de esta marga deben venir las areniscas permeables cenomanenses del Gorbea, así que únicamente si estas margas fuesen más arcillosas a cierta profundidad se podría conjeturar la existencia de una capa impermeable indispensable para el establecimiento de esta forma de relieve; también la intercalación de un nivel dolomítico podría obrar según Grund (1) como una capa casi impermeable.

(1) Grund A. Die Karsthydrographie, Studien aus Westbosnien. —G. Ab. VII, 3, 1903, 200 pag.

El relieve de la cuenca del lago terciario alavés

Actualmente forma una cuveta sinclinal que ocupa lo que hoy es el Condado de Treviño, los Llanos de Miranda y parte del Valle de Valdegovia, su suelo está formado por los sedimentos del lago terciario alavés de los cuales puede dar idea la fig. IV, su cota media es de 475 m; las alturas que los rodean, son por el N. los Montes de Vitoria, de Tuyo y la sierra de Santiago y de Arcamo, que les separan de la Llanada y del valle de Cuartango (de la formación de aquellos montes hablamos a propósito de la aparición de estos últimos); los relieves que la limitan por el E., S. y O. se formaron al final del Eoceno, después del movimiento de emergencias que puso al descubierto los sedimentos numulíticos, y antes del depósito de los conglomerados como lo demuestra la discordancia de estos últimos con las rocas cretáceas de la sierra de Toloño, si bien esta última y el resto de la cadena meridional alavesa adquirieron su relieve tectónico definitivo en el último levantamiento Pirinaico postoligoceno. El estudio de los estrechos de las Conchas de Haro y de Sobrón nos demostrarán los diversos sentidos en que buzan sus capas, como acusadores de las variadas presiones y trastornos de que ha sido asiento la región ocupada por dicha cadena meridional alavesa. Esta cadena está constituida por las cordileras de Cantabria, Toloño, Montes Obarenes que se introducen en la provincia de Burgos, y los montes de Sobrón y Bóveda que ocupan el extremo SO. de Alava, todos ellos poseen cotas que oscilan entre 1.200 y 1.300 metros.

Data el lago terciario alavés del movimiento postnumulítico y se extiende con el levantamiento pirenaico postoligoceno.

La disposición actual de los sedimentos lacustres, parece demostrar una disminución progresiva de la extensión del lago terciario pues las capas más modernas están en regresión manifiesta con las antiguas, de tal modo que si sobre el mapa trazásemos las líneas limitantes de cada capa sedimentaria veríamos formarse una serie de curvas aproximadamente elípticas en las que las interiores representarían las más modernas (véase el mapa geológico de Alava, (fig. I); aunque es lo probable que esta regresión lacustre sea lo cierto, quizás por rellenamiento; conviene por lo menos exponer la duda de si esta configuración pudo realizarse mediante una denudación general de los bordes de la cuneta debida a una ablación del término superior más extensa que la inferior.

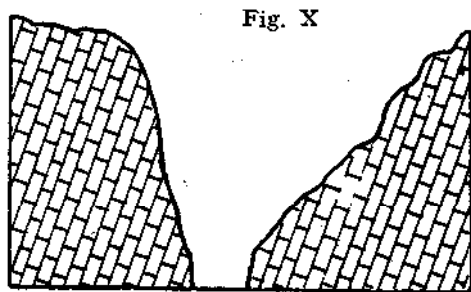
Los ríos que riegan esta región son: el Ebro y sus afluentes; el Omecillo, el Bayas, Zadorra e Inglares, y el afluente del Zadorra denominado Ayuda que corre por Treviño. Apenas si podemos hablar aquí de valles consecuentes en el verdadero sentido de la palabra, pues el Zadorra y el Bayas que son perpendiculares a la dirección de las capas, no ocupan verdaderos valles sinclinales, correspondiendo mejor el calificativo de subsecuentes a las corrientes del Omecillo, Ebro, Inglares y sobre todo del Ayuda, cuyos valles se han formado, por la erosión de las calizas cenomanenses de la vertiente sur de la sierra de Toloño el del Inglares que corre en la misma dirección de aquellas, y por la de las capas de Treviño en las que se ahuecó su lecho el Ayuda siempre siguiendo la dirección de las mismas a veces francamente en el dominio de una formación otra en el límite de dos. El valle del Ebro en las Conchas de Haro corre en dirección opuesta al buzamiento de las capas (ver fig. XI). El perfil longitudinal de los ríos de esta región se halla representado en la fig. XIV en la que claramente se advierte la regularidad y suavidad de la pendiente del Ebro y del Zadorra, especialmente la del primero que en su paso por Alava demuestra por la lentitud de su corriente y por lo flexuoso de su curso, a veces con anchos meandros, que hace ya tiempo que acabó en Alava su labor erosiva, para ejecutar especialmente labor de acarreo de detritus en nuestra provincia; por el contrario los ríos Omecillo, Ayuda e Inglares de grandes pendientes y de perfil no regularizado continúan vigorosamente la talla de este suelo.

La falta de un buen mapa con curvas de nivel nos hace imposible la observación de conjuntos de las formas de relieve en esta cuenca como nos acontece en el resto de la provincia, limitándonos a anotar, como observación hecha sobre el terreno, que los relieves de la Llanada son mucho más suaves que los de Treviño, en donde la diferencia de dureza de las capas origina con frecuencia valles encajados entre dos formaciones resistentes; citemos como ejemplo el profundo cauce ahuecado en las espesas capas de conglomerado, con escarpas de 70 metros de altura, de los dos arroyos que por su unión engendran el Ayuda, el mismo valle del Ayuda en su recorrido por Treviño, y el angosto valle del Inglares dominado por altos crestones calizos a su paso por Berganzo y Ocio, etc., hay que observar que en general los relieves de esta cuenca tienen su lado abrupto los del S. hacia Toloño y los del N. hacia la Llanada. La región occidental de la cuenca correspondientes a los terrenos regados por el Omecillo,

Bayas, Zadorra y Ebro es más llana, especialmente la ocupada por los extensos aluviones que en las cercanías de Miranda formó este último. El Ebro sale de esta cuenca por el angosto paso de las Conchas de Haro situado en la sierra de Toloño y entra en ella por el denominado estrecho de Sobrón abierto en los montes del mismo nombre, pasemos a estudiar ambas formaciones.

Las Conchas de Haro

Vista esta garganta desde las cercanías de Haro se advierte que la sierra de Toloño, decrece suave pero considerablemente de altitud,



**Disposición de las calizas Cenomanenses a la salida del Ebro de
LAS CONCHAS DE HARO**

(El. perfil está tomado de fotografías).

a los dos lados del paso del Ebro por ella; como en esta sierra se ven señales evidentes de haber sufrido una acción erosiva muy intensa no se puede afirmar que esta depresión sea primitiva, es decir motivada por un descenso de la anticlinal en este lugar, o secundaria, debida únicamente a la erosión intensificada por cualquier razón en este lugar; quizás hayan contribuido ambas causas, sabido es la importancia que Lugeon (1) da a estos descensos de las anticlinales para explicar la formación de los valles transversales de las cadenas de montañas, llamados «cluses» por los franceses, cuyo origen es casi siempre para él debido a esta causa (un ejemplo muy claro de este accidente lo tenemos en el Boquete de la Puebla); pero

(1) Lugeon (M.). Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales, A, de G. X, 1901, p. 295-317 y 401-428.

en el caso de Conchas de Haro, la tectónica nada nos enseña acerca de esto, las figs. X y XI nos muestran la disposición de las capas, su buzamiento y la dirección del río. a su entrada y salida en este

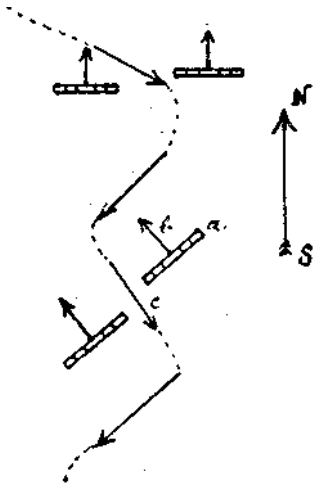


Fig. XI

- a—dirección de las capas de calizas compactas cenomanenses que lo forman.
 b—sus direcciones de buzamiento.
 c—direcciones del Ebro.

Entrada y salida del Ebro en LAS CONCHAS DE HARO

paso de dos a tres kilómetros de longitud, como se ve en ellas, a la entrada lleva el río una dirección de 110 grados de declinación oriental, las capas de calizas Cenomanenses que los forman van en dirección E. a O. y su buzamiento franco hacia el N.; al salir el río lleva una dirección de unos 150 grados de declinación oriental, las capas van de NE. a SO. y buzan fuertemente a un lado y otro de la corriente en una dirección de unos 40 grados de declinación occidental. Lo que parece deducirse de este estudio es que el río, ha sido el que se abrió paso a través del monte, sin disposición tectónica que le ayudase pues las numerosas inflexiones que hace han sido siempre ejecutadas buscando los planos de menos resistencia (unión de las capas) que por otra parte cambian en este trecho muchas veces de dirección, de manera que debemos estar ante una garganta debida exclusivamente a la acción erosiva (compárese la dirección paralela del buzamiento de las capas a un lado y otro del río con la convergente del Boquete de la Puebla o la divergente de la garganta de Subijana). También nos demuestran estas figuras. el buzamiento constante septentrional de la sierra de Toloño en este lugar, es pues

monoclinal al paso que en otros trechos de la misma, de la sierra de Peñacerrada y de los Montes de Sobrón son anticlinales completos, con dos direcciones opuestas de buzamiento, la labor ejecutada por la erosión en este lugar debió ser inmensa ya que ha destruido más de las tres cuartas partes de los que debió ser la sierra, y los relieves actuales no nos pueden dar idea de lo que debieron ser en un principio; todo esto nos hace pensar en corrientes de agua considerables como necesarias para ejecutar esta inmensa labor y como quiera que Martonne admite, como un medio posible de desecación de los recipientes tectónicos sin comunicación con el mar, el que rellenándose poco a poco, viertan sus aguas por el punto más bajo de su cuenca en donde probablemente se formaría una garganta, quizás en nuestro caso ocurrirían las cosas de este modo: el lago terciario se iría rellenando con los sedimentos, las lluvias que lo mantenían (véase opinión del señor Calderón en la discusión de los lagos terciarios) no decrecían pues continuó un régimen de grandes lluvias en todo el oligoceno y aun en el siguiente o mioceno, esto debió dar por resultado el que se sobrase necesariamente por el punto más bajo que coincidiría con este lugar u otro de la sierra de Peñacerrada en los que se advierte una actividad erosiva más intensa, siendo quizás sincrónica esta labor con el levantamiento postoligoceno citado, que elevando el suelo del lago oligocénico aumentaba más la diferencia de nivel entre el lago central alavés y el que ocupaba la cuenca del Ebro en la Rioja, y por lo tanto hacían más violenta la acción erosiva cortando la sierra hasta el vaciamiento del lago. Hoy los sedimentos más modernos del oligoceno alavés tienen una cota de 475 metros; y los miocenos de las Conchas de Haro una de 447, como quiera que dichos sedimentos miocenos poseen en Rioja un enorme espesor la diferencia de niveles entre los suelos de ambos recipientes debió ser muy grande, más si se tiene en cuenta que esta comparación la hemos establecido, entre los sedimentos oligocenos actuales de Treviño, sobre los que la erosión ha debido obrar enérgicamente desde su emergencia bajando por lo tanto de un modo considerable y los sedimentos oligocenos del lago del Ebro, cubiertos por los miocenos sin base de emergencia, vírgenes pues de la acción erosiva y por lo tanto poseyendo un nivel poco más o menos igual al en que se depositaron.

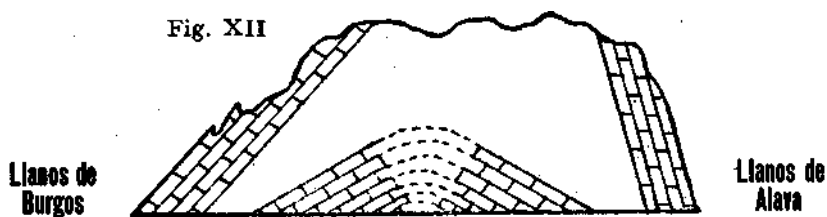
Para darnos idea de los verdaderos relieves de aquella época anotaremos el hecho apuntado ya por Verneuil, Mallada y Adán de Yarza de que los sedimentos miocenos se hallan en una mon-

taña situada al norte de la Bastida a una altura de 400 metros sobre el nivel actual del Ebro, y que en las localidades Navarras denominadas La Aldea y La Población se hallan, siempre en capas horizontales, penetrando entre dos picos de la sierra cretácea actual alcanzando altitudes de 500 y 600 metros sobre el nivel del Ebro, lo cual nos demuestra las que debieron poseer las formaciones del resto de Alava que necesariamente emergieron sobre el lago mioceno, pues sus sedimentos no se hallan en el resto de la provincia.

Hay que advertir que en la región de las Conchas de Haro se verificó una erupción ofítica, pero ni por su extensión ni por el trastorno relativamente pequeño que produjo en las calizas de su proximidad, parece que haya podido tener un papel importante en la apertura de este boquete.

El estrecho de Sobrón

Sirve de entrada al Ebro en la provincia de Alava, y de comunicación del valle de Tobalina con la cuenca lacustre terciari alavesa. Tiene unos siete kilómetros de longitud, sus escarpas son muy elevadas, el río cambia muchas veces de dirección en él dando lugar a hermosos paisajes que hacen de él el lugar más pintoresco de la provincia de Alava tan ricas en bellezas naturales. Todo el estrecho se presenta como un inmenso tajo que se hubiese dado en los montes de Sobrón, cuya estructura aparece claramente en este corte natural.

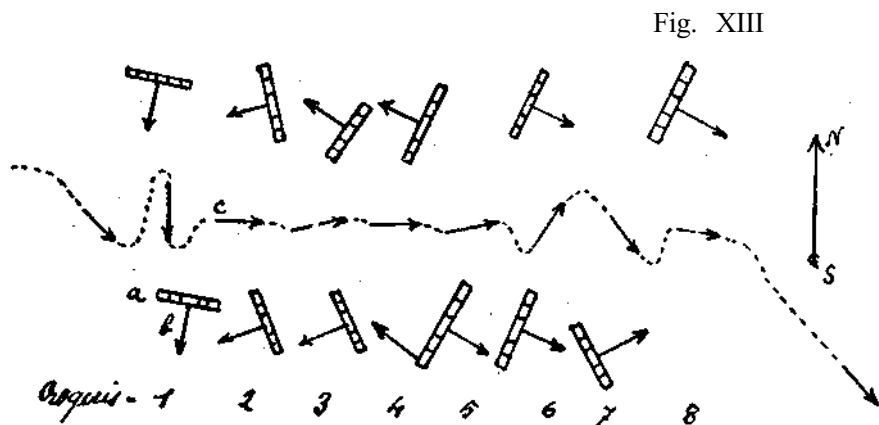


Disposición de las calizas cenomanenses en LOS MONTES DE ISOBRON

$$Escala \left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{100.000} \text{ para las horizontales} \\ \frac{1}{20.000} \text{ para las verticales} \end{array} \right.$$

Dirección del corte: de O. N. O. a E. S. E. (normal a la del Monte),
(Datos tomados en el Estrecho de Sobrón).

La fig. XI II representa las direcciones del río, las de las capas de calizas Cenomanense y el buzamiento de las mismas en ocho puntos distintos del estrecho elegidos por la claridad con que se percibe la estratificación en ellos. La dirección general del río es E. a O., los buzamientos máximos de sus capas tienen tres valores bastante constantes, pues son (véase fig. XII) de unos 50 grados con la vertical los de las capas que miran hacia la provincia de Burgos, van disminuyendo de valor hacia el eje de la anticlinal, situado a unos 4 kilómetros de la boca accidental del valle, y llega a ser de 60 a 70 grados con la vertical, disminuye luego este valor enormemente, hacia el lado de Alava en cuya boca las capas son casi verticales, pues el ángulo que forman con la vertical es de 10 a 15 grados; esto nos demuestra la disimetría del pliegue, que ya hicimos notar al tratar de los caracteres generales de los Pirineos vascos y que se nota igualmente en cualquier punto, del resto de la cadena meridional alavesa. Las figs. XII y XIII muestran claramente esta



El paso del Ebro por el ESTRECHO DE SOBRÓN

- a—dirección de las capas de calizas compactas cenomanenses que lo limitan.
- b—sus direcciones de buzamiento.
- c—dirección del Ebro.

disposición en pliegue anticlinal completo de los montes de Sobrón, pues en los cuatro primeros croquis sacados en los cuatro primeros kilómetros las capas buzan hacia occidente y en los cuatro últimos

hacia oriente; respecto a la dirección del río con relación a las capas, se advierte que como aquél es casi normal a la dirección del monte, corta en varios momentos perpendicularmente a las capas, como se ve sobre todo en los croquis 2, en este último, hecho a la salida del río se observa que el corte de las capas se efectúa allí tan normalmente a la dirección de ellas, que quedan aún en la corriente cuatro o cinco barreras completas de caliza compacta, separados por espacios de unos 10 metros, que rebasan en régimen de estiaje el agua del río en uno o dos metros, dejando en ellas únicamente unos cortes estrechos para el paso de la misma; estas barreras son los restos de las capas de calizas Cenomanenses casi verticales que a su tiempo unieron las de un lado con las del otro; en otros lugares en cambio (croquis 1, 6 y 7) el río es casi paralelo a la dirección de las capas y sigue las líneas de menor resistencia o sea la unión de ellas. También se advierten cambios de dirección de las capas en espacios pequeños (capas de la izquierda del río de los croquis 1, 2 y 3, y de la derecha en los 3 y 4 y 6 y 7) como acusadores de las variadas presiones a que han sido sometidas estas capas. Por último se advierte el paralelismo casi constante entre las direcciones de los estratos y las de sus buzamientos de un lado y otro del río, este detalle más que ningún otro parece indicar como en el caso de las Conchas de Haro, que la causa de la apertura de este estrecho fué la erosión fluvial, más si se tiene en cuenta, que no parece que hubo en este lugar disposición tectónica ninguna que determinara la apertura de este estrecho. Es lo probable que el Ebro después de drenar la provincia de Alava, corroyese en su erosión remon tante, esta zona abriendo la vía de comunicación con el mar, al recipiente de la cuenca terciaria lacustre de Medina de Pomar y Villarcayo. Desde luego los montes de Sobrón no presentan señales de haber sido erosionados tan fuertemente como lo fué la sierra de Toloño en las Conchas de Haro.

Existen otros muchos detalles de la inmensa labor erosiva ejecutada sobre el suelo de Alava, entre los que citaremos especialmente la formación del inmenso circo de Orduña, el corte natural del valle de Maeztu en la meseta de Urbasa, los valles de los ríos Altube, Nervión, Ega y otros, la formación de la peñillanura de Rioja, etc., y otros muchos que en la sola inspección de una buena carta geográfica de sus relieves se advertiría, pero sin tales medios resulta difícilísimo el estudio al detalle de la acción erosiva en esta provincia, que requeriría un tiempo excesivamente largo.

Conclusión

Hemos intentado con este trabajo dar. un paso más en la historia del suelo alavés, a partir del último en que quedaron los geólogos que estudiaron la estratigrafía de Alava y en cada detalle que se observa en el estudio de esta región, se ve lo muy alejados que estamos hoy de los relieves y modo de ser de nuestra provincia a mediados de la época terciaria, época en que casi toda estaba ya emergida, época relativamente moderna y después de la cual no parece que ha sido asiento de trastornos tectónicos de consideración no obrando por lo tanto en ella desde entonces más que la erosión; a pesar de lo cual hay que apelar frecuentemente a acciones verdaderamente gigantescas llevadas a cabo por esta última fuerza para explicar los diversos casos de su evolución reciente, todo esto nos hace advertir antes de dar fin a este trabajo la facilidad que hay de equivocarse en esta clase de investigaciones y la necesidad del confesar que, basado en teorías que pueden ser falsas (apenas si nos separa un siglo de la época en que bajo la influencia de la autoridad de Hutton y Leopoldo de Buch, se creía en la teoría hoy inadmisibles de los cráteres de levantamiento para explicar los movimientos orogénicos, que la mayor parte creían debidos a fenómenos volcánicos); y basado por otra parte en datos estratigráficos y cronológicos no garantizados a veces por la paleontología (véase discusión acerca de la edad de los sedimentos de la cuenca acustre alavesa en el trabajo tantas veces citado del señor Adán de Yarza), cualquier teoría o hecho nuevo contrario a las ideas expuestas en él deberá invalidarlo sin reparo, pues no representa si no un ensayo de explicación de una porción de formas de relieve que se advierte en esta región, hecho con buena voluntad pero que debe dejar en el que lo lea un fondo de escepticismo que le ha de llevar constantemente a establecer controversia sobre cualquiera. de las ideas expuestas en él y a desecharlas en el caso de que otra hipótesis razonable explique más satisfactoriamente los hechos.